

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



INTERNATIONAL PALAEOONTOLOGICAL ASSOCIATION



Эволюция жизни на Земле

*Материалы
IV Международного симпозиума
10–12 ноября 2010 г.*

**Томск
2010**

УДК 56.017.2:576.12(525)

ББК 28.1+28.04

Э 158

Э 158 Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума, 10–12 ноября 2010 г. / Отв. ред. В.М. Подобина. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – 704 с.

ISBN 5-91302-097-9

Сборник содержит материалы IV Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Симпозиум был организован работниками Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета и привлёк внимание специалистов, изучающих самые различные аспекты эволюционной теории. В трудах симпозиума в целом сохраняется сложившаяся рубрикация разделов, соответствующих рабочим секциям: 1. Проблемы эволюции и систематики высших таксонов. 2. Изменение факторов среды и эволюция биот. 3. Генетические и молекулярные основы эволюции. 4. Древняя жизнь (докембрий и ранний кембрий). 5. Органический мир морского палеозоя. 6. Органический мир морского мезозоя и кайнозоя. 7. Флора и палеоландшафты фанерозоя. 8. Позвоночные животные мезозоя и кайнозоя. 9. Органический мир плейстоцена, эволюция экосистем и древний человек. 10. Развитие биосферы по экспонатам палеонтологических музеев и комплексных природоохранных заповедников.

Сборник представляет интерес для биологов, палеонтологов, стратиграфов, аспирантов, студентов естественных факультетов и специалистов широкого профиля.

УДК 56.017.2:576.12(525)

ББК 28.1+28.04

Редакционная коллегия:

В.М. Подобина (отв. редактор), В.А. Коновалова, О.Н. Костеша, Т.Г. Ксенева,
С.Н. Макаренко, Л.Л. Петрова, Е.В. Полковникова, Л.Г. Пороховниченко, А.В. Шпанский

UDC 56.017.2:576.12(525)

BBC 28.1+28.04

E 158

E 158 Evolution of Life on the Earth: Proceedings of the IV International Symposium, November 10–12, 2010 / Editor-in-Chief V.M. Podobina. – Tomsk: TML-Press, 2010. – 704 p.

ISBN 5-91302-097-9

The book constitutes the proceedings of the IV International Symposium «Evolution of Life on the Earth». The Symposium has been organized by the employees of the Siberian Paleontological Scientific Centre of the Tomsk State University and attracted the attention of specialists investigating various aspects of the evolution theory. The proceedings principally keep the previously established partition of the chapters corresponding to the working sections: 1. Problems of evolution and systematics of higher taxa. 2. Alterations in environmental factors and the evolution of biotas. 3. Genetic and molecular essentials of evolution. 4. Ancient life (Precambrian and Early Cambrian). 5. The organic world of the marine Paleozoic. 6. The organic world of the marine Mesozoic and Cenozoic. 7. The Phanerozoic flora and paleolandscapes. 8. The Mesozoic-Cenozoic vertebrates. 9. The Pleistocene organic world, evolution of ecosystems and ancient man. 10. The biosphere development in the displays of paleontological museums and complex nature preserves

The book will be of interest for biologists, paleontologists, stratigraphers, post-graduates, natural science students and experts.

UDC 56.017.2:576.12(525)

BBC 28.1+28.04

Editorial board:

V.M. Podobina (Editor-in-Chief), V.A. Konovalova, O.N. Kostesha, T.G. Kseneva,
S.N. Makarenko, L.L. Petrova, E.V. Polkovnikova, L.G. Porokhovnichenko, A.V. Shpanskiy

ISBN 5-91302-097-9

© Томский государственный университет, 2010

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателей сборник содержит материалы IV Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле» (10–12 ноября 2010 г., Сибирский палеонтологический научный центр, кафедра палеонтологии и исторической геологии Геолого-географического факультета, Томский государственный университет).

Первый, второй и третий симпозиумы по этой тематике состоялись в 1997 (I), 2001 (II) и 2005 (III) гг. Из-за трудностей в финансировании настоящий IV симпозиум состоялся только через 5 лет – в 2010 г. – и показал, что эта тематика очень важна, представляет большой интерес для научного мира, связанного с изучением палеонтологии, биологии и других смежных дисциплин. Все участники симпозиума сошлись во мнении, что дискуссии и обобщение материала по эволюции организмов необходимо продолжить. Четвертый симпозиум сохранил сложившуюся рубрикацию десяти разделов (секций), подавляющее большинство которых посвящено изучению ископаемых.

Ценный вклад в работу первой секции внес академик Б.С. Соколов. В его докладе приведены рассуждения о геологическом, или палеобиосферном, времени. Земля, как утверждает Б.С. Соколов, остается пока единственной планетой, в слоистой оболочке которой последовательно записан процесс эволюции жизни на протяжении четырех миллиардов лет, и это – наше бесценное достояние. Проблема времени, по Б.С. Соколову, в геологии тесно связана с биологической эволюцией и биостратиграфией и занимает видное место в науках о Земле и жизни.

Мы можем говорить о времени появления следов организмов в глубоком докембрии в клеточной форме и дальнейшей эволюции организмов на Земле. Биосфера Земли – это первая доступная для изучения эволюции организмов биосфера во Вселенной.

Палеонтологический метод является ведущим при восстановлении картин жизни и эволюции организмов в течение геологической истории, начиная с докембрия. Палеонтология относится к биологическим наукам, хотя обладает определенной спецификой. Палеонтологи имеют дело с фоссилизированными биологическими объектами, от которых остаются чаще всего скелетные элементы (раковины, панцири, скелеты, кораллиты и т.д.). Мягкие ткани сохраняются лишь в редких случаях, в существенно измененном виде, поэтому на первый план выступают морфофункциональные исследования. Изучается форма скелетных элементов, раковин, их состав, детали строения, изменение этих признаков в процессе диагенеза осадков. Кроме того, современные технологии и методы позволяют исследовать фоссилизированное органическое вещество даже на клеточном уровне.

Палеонтологи в своих исследованиях в полной мере могут использовать важнейший биологический критерий – филогенетический. Представительные палеонтологические коллекции, включающие юные, взрослые и старческие экземпляры, позволяют изучить онтогенез организмов. Ископаемый материал дает возможность строить филогенетические ряды, помогающие уточнить объемы как видов, так и более крупных таксонов.

Специфическим для палеонтологии является геохронологический критерий. Биологи, изучающие современные организмы, лишены возможности проследить их изменения в течение длительных промежутков времени. Временной фактор эволюции поддается исследованию в основном на палеонтологическом материале.

Не менее специфическим для палеонтологии является и палеогеографический критерий, позволяющий определить условия обитания организмов на определенных геохронологических рубежах. Важно и пространственное распространение организмов. Большое эволюционное значение имеет и выявление сходных комплексов видов ископаемых организмов из разных бассейнов в пределах общих биохорий (палеобиогеографический критерий).

Использование всех этих критериев, как общебиологических, так и специфических палеонтологических позволяет построить палеонтологическую концепцию вида и говорить об особенностях видообразования во времени, связанных не только с генетическими изменениями организмов, но и с влияющими на эти изменения мутагенными факторами окружающей среды в ходе геологических процессов.

Ряд докладов посвящен одной из важных проблем, связанных с эволюцией, систематикой высших таксонов, а также принципами систематики организмов.

Кроме общих теоретических проблем на заседаниях симпозиума обсуждались более частные вопросы, имеющие большое практическое значение. Многие доклады были связаны с детализацией, в основном по палеонтологическим данным, стратиграфических схем отдельных регионов, являющихся основой при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых.

В последние годы достигнуты значительные успехи в изучении древней жизни докембрия и начала кембрия, что позволило получить более полное представление о начальных этапах развития жизни на Земле, а также предпринять попытки применения биостратиграфического метода для расчленения докембрийских отложений. Новые данные по морским беспозвоночным и конодонтам палеозоя проложили дорогу к сверхдетальной стратиграфии. Среди представителей беспозвоночных мезозоя и кайнозоя большой интерес представляют новые сведения о кораллах, головоногих и двустворчатых моллюсках, микрофауне (фораминиферы, радиолярии, остракоды) и микрофлоре (диноцисты, диатомеи и другой микрофитопланктон). Беспозвоночные мезозоя и кайнозоя, изученные участниками симпозиума, позволили уточнить механизмы видообразования и стратиграфические схемы всех уровней.

Одна из самых крупных секций симпозиума была посвящена изучению флоры и флорогенеза фанерозоя и реконструкции палеоландшафтов. В докладах приведены результаты изучения отпечатков листьев, остатков плодов и семян, спор и пыльцы растений. Наиболее представительны палинологические исследования, имеющие как фундаментальное (общее историческое), так и прикладное значение (палеогеография, стратиграфия и геологическая корреляция).

Впечатляющие успехи достигнуты в области изучения позвоночных мезозоя и кайнозоя – как рептилий, так и млекопитающих. Найденные учеными Томского государственного университета ископаемые остатки динозавров, раннемеловых млекопитающих и представителей мамонтовой фауны существенно дополнили картину развития жизни в Сибири на протяжении мезозойской и кайнозойской эр.

В сборнике имеются также статьи, посвященные органическому миру плейстоцена и эволюции экосистем. Необходимо подчеркнуть, что влияние изменений окружающей среды – важнейший фактор эволюции биот, поэтому во многих секциях представлены работы, подтверждающие большое значение палеоэкологии.

В программу симпозиума вошли вопросы, связанные с изучением генетических и молекулярных механизмов эволюции. Исследование генетического кода живых организмов, особенностей онтогенетического развития с целью выяснения эволюционных закономерностей – важная тема, обсуждаемая на десятках научных конференций во всем мире. Поэтому эта тематика также получила отражение в работе симпозиума. Работу секции «Генетические и молекулярные основы эволюции» курировали ученые Биологического института Томского государственного университета.

На базе одного из ведущих музеев страны – Палеонтологического музея Томского государственного университета – была организована работа 10-й секции: «Развитие биосферы по экспонатам палеонтологического музея». Материалы секции содержат не только данные об эволюции некоторых групп ископаемых организмов, но и сведения о палеонтологических коллекциях ведущих музеев России. Особую актуальность фондовые материалы музеев приобретают в настоящее время, когда сократилось финансирование геолого-съёмочных работ, снизилась активность полевых экспедиций и бурения скважин. Сегодня фонды музеев являются основой для фундаментальных и прикладных палеонтолого-стратиграфических исследований, сами музеи – центрами популяризации современных мировоззренческих знаний.

Материалы, представленные в сборнике, в большинстве своем основаны на новых данных, полученных с помощью современных методик и оборудования. Они отличаются оригинальностью и новизной, позволяют внести существенный вклад в решение важнейшей проблемы – выяснение хода и закономерностей эволюционного развития жизни на нашей планете.

В.М. Подобина,
доктор геолого-минералогических наук,
директор Сибирского палеонтологического научного центра,
профессор, зав. кафедрой палеонтологии и исторической геологии
Томского государственного университета

Секция 1. ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ВЫСШИХ ТАКСОНОВ

ДРЕВНЯЯ ЖИЗНЬ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Б.С. Соколов

Палеонтологический институт РАН, г. Москва, Россия

Существуют две основные концепции времени: время независимое, отстраненное, как бы внешнее по отношению к объектам и процессам материального мира – классическое физическое время Исаака Ньютона, и время, непосредственно связанное с материальным миром и процессами, в нем происходящими, пронизывающее все явления Природы. Обе концепции сосуществуют. В геологии вторая концепция доминировала с начала определения ее основ в представлениях Николая Стенона о земных слоях и представлениях М.В. Ломоносова об этой же важнейшей структуре земной коры. В Российской геологии это выразилось в сочетании стратиграфических подразделений и их геохронологических эквивалентов, что сразу же было одобрено на Болонской сессии Международного геологического конгресса (1881). Первичной выступала геологическая система, которой соответствовал геологический период.

Наиболее глубокое рассмотрение проблемы времени в геологии, несомненно, принадлежит В.И. Вернадскому. Время и пространство он считал неразделимыми, отдельно в природе не существующими и ставил вопрос: неразделимыми чего? – и отвечал: «Очевидно того, что только и существует, это – **м а т е р и и** (разрядка моя. – Б.С.), которую мы разбиваем на две основные координаты: пространство и время» (2000). В геологии он связывал время прежде всего с проявлениями жизни в ее дискретном выражении – биологических видах и их поколениях. Начиная с архея, это – мир, как мы его теперь определяем, прокариот-архебактерий и цианей. «Время... с отвечающим живым организмам пространством», он назвал **биологическим**, которое «по длительности равно геологическому». Но «начало жизни, т.е. начало биологического времени, мы не знаем», – писал он. Мы не знаем этого и сейчас. Поэтому только и говорим о времени **появления** следов организмов в наидревнейших породах осадочного генезиса – корях выветривания в метаморфических комплексах. Это первые свидетельства жизни в ее клеточной форме. Начало ее функционирования означало зарождение биосферы Земли и начало **палеобиосферного времени**, которому так много внимания уделил покойный Кирилл Владимирович Симаков (2004).

Мы воспринимаем время как такую же реальность, как и окружающий нас мир людей, вещей, со-

бытий. Такой же реальностью было и геологическое время – время геологических и палеобиологических событий. Вот это и есть самое главное в понимании природы времени – без всякой его философии. Время для нас неразрывно связано с материальным миром, движением. Его нельзя отрывать от пространства и предметного мира, его явлений и событий, в нем происходящих. Это понимание нам дают не столько физика и математика (у них свои великие задачи), сколько естествознание и история. Их синтез наиболее ярко проявляет себя в науках о Земле и жизни, в их геологическом прошлом, а это прошлое есть реальное течение (длительность) геоисторического времени и времени эволюции Биосферы и Геомериды (биогеомериды) Земли.

Биосфера является уникальнейшим явлением в Солнечной системе. Только в слоистой оболочке земной коры сохранилась запись геоисторических событий и важнейшего из них – эволюции и истории органического мира, начиная с первых проявлений клеточной жизни. Мы не знаем и, вероятно, никогда не узнаем, как произошла жизнь, но нам известны древнейшие проявления уже возникшей жизни в архее и радиоизотопный возраст древнейших пород Земли. Он не определяет возраст планеты, но близко определяет «**начало жизни**», уже никогда более не **прерывавшейся**. Начало жизни – это и начало биосферного процесса на Земле. Биосфера Земли это первая доступная для изучения биосфера во Вселенной.

Свои размышления о времени и представление В.И. Вернадского о геологической вечности жизни, то есть реально связанной только с Землей, а не вечности жизни вообще, что в отрыве от Земли представить просто невозможно, автор попытался выразить графически (рис. 1). Эта схема требует некоторых пояснений. За ее основу я беру стратиграфическое пространство литосферы, под которым понимаю слоистый чехол земной коры в трех его измерениях, как осадочно-вулканогенную корку шара, сформировавшуюся во времени и в самых разнообразных ландшафтно-географических средах морей и континентов геологического прошлого. Эта слоистая породная структура – естественное природное хранилище всей информации о событиях далекого прошлого, как абиотического, так и биотического характера.

Геологическое (биогеосферное) событийное время

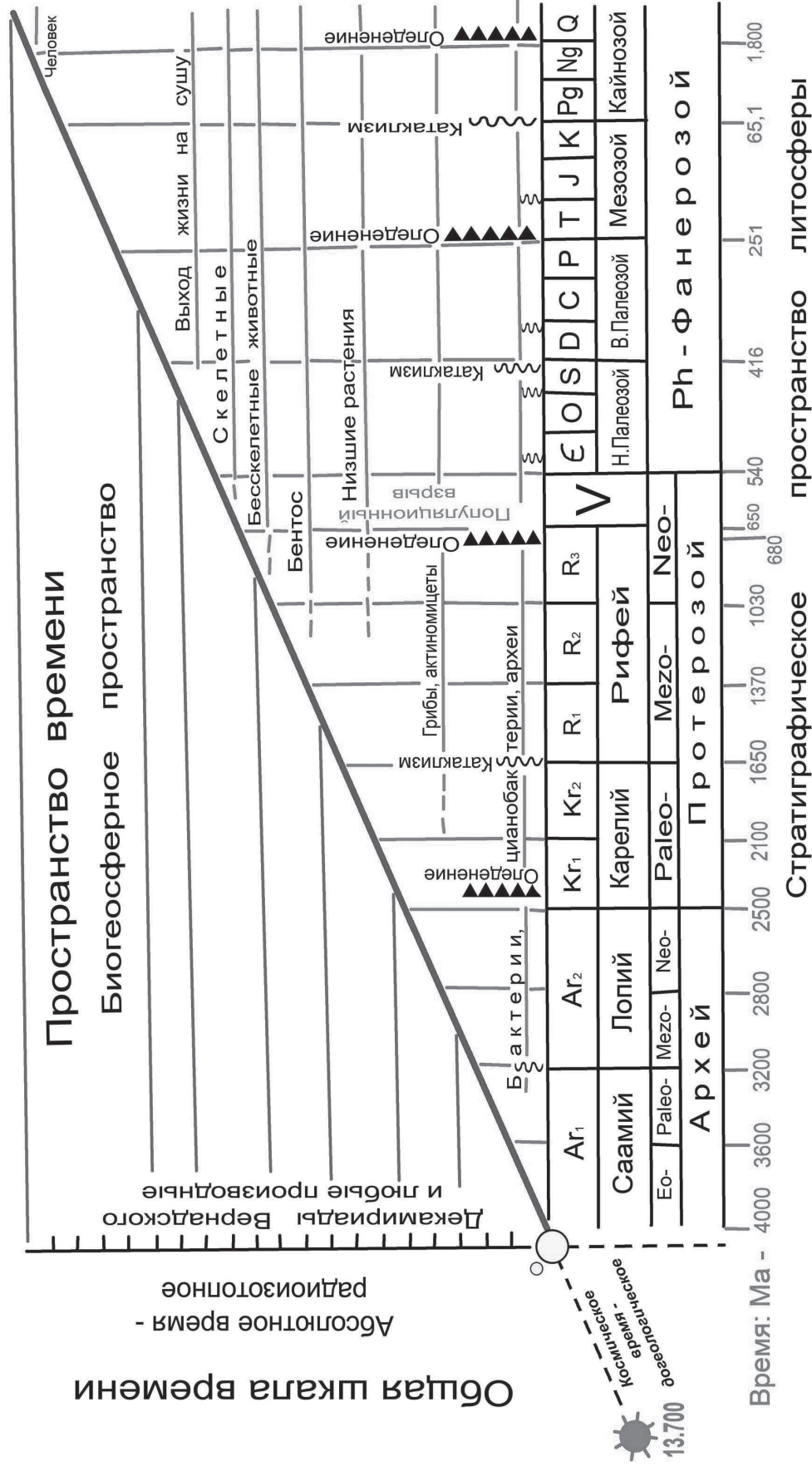


Рис. 1. Время в его событийных делениях (этапы)

Геомерида Беклемишева (биогеомерида)

В ее изучении первостепенно важные успехи достигнуты стратиграфией, опирающейся на биологическую эволюцию и радиологическое определение возраста горных пород, заключающих остатки некогда процветавших флор и фаун. Они – носители биологического времени эволюции и, следовательно, геологического времени в истории Земли. Это заключение В.И. Вернадского необходимо принять.

Биогеосферный процесс на Земле не был плавным. Он периодически нарушался событиями во внешней среде и в самой биоте. Крупнейшими потрясениями для жизни были климатические изменения и болидные бомбардировки, также влиявшие на климат планеты, не говоря об их прямом геохимическом и физическом эффекте. Обращают на себя внимание прежде всего великие оледенения, приводившие к эпохам устойчивого холодного климата, вызывавшего великие вымирания в органическом мире. Не менее значительными были и геодинамические процессы, происходившие в самой земной коре и глубинах Земли. Все это резко или постепенно, но неизбежно сказывалось на гляцеостатике Мирового океана, перемещениях его береговой линии (трансгрессии и регрессии) и климате континентов. Реакция биоты на возникавшие кризисы была наиболее чувствительной – за опустошениями экологических ниш шли популяционные взрывы и волны различного масштаба, вплоть до таких значительных как в венде – кембрии или перми – триасе, квартере – антропогене.

Стратисфера Земли хранит запись всех биогеосферных событий; в стратиграфическом пространстве мы встречаем не хаос, а закономерную, хотя и далеко не полную, информацию о последовательности «шагов эволюции» и геосторических изменений в живом покрове Земли. И это не менее важно учитывать, чем изменения, вскрываемые в филогенетических стволах и ветвях древа жизни, хотя бы потому, что эволюция протекает в реальных экосистемах (биогеоценозах). Геология и палеонтология подводят важнейший базис под биологическую теорию эволюции. Биостратиграфия ярко вскрывает этапность эволюции, а ее шаги в смысле времени являются **длениями** (понятие, введенное А. Бергсоном и принятое В.И. Вернадским) от найденной точки отсчета, то есть того стратиграфического уровня, в котором обнаружены первые свидетельства функционирующей жизни. Это время – такая же реальность, как и стратиграфический разрез с его естественными подразделениями и их границами, принятыми в геологии за природный эталон, или **стратотип**. Понятие «стратотип» **первично** по отношению к геологическому времени, и оба они одинаково отражают реальность.

В предлагаемой схеме я представил время в двух выражениях – как геохронометрическую **шкалу** времени с ее метрическими делениями (к коим отношу и декамириады Вернадского) и как время в его

последовательных **событийных длениях**, которые, строго говоря, не являются шкалой, хотя в литературе и укрепились названия «шкала геологического времени» и «стратиграфическая шкала». С открытием радиоактивности атомов урана впервые в истории науки открылась возможность и необходимость «точно количественно определить длительность как геологических систем, так и главнейших их подразделений... в разных частях планеты» (Вернадский, 1935, 1937–1939, 2000). Геологическое время оказалось грандиозным и единицей его измерения Вернадский предложил **декамириаду** (от 100 000 лет). Это было не только удобно для практического использования, но и вносило новый смысл в понимание времени в геологическом прошлом. Но необходимо помнить, что декамириада – это всего лишь единица измерения геологического времени, а его подлинным феноменом оказывается открытие длений разновеликих непрерывно-прерывистых этапов формирования стратисферы Земли через ее стратиграфические подразделения разного ранга. Таким образом, геологическое время не просто шкала декамириад, а выражение реального времени в течении геосторических биогеосферных процессов.

В системе стратиграфических подразделений появился свой вектор нелинейного времени, позволяющий датировать различные граничные события и определять время длений соответствующих этапов биогеосферной эволюции и истории. Наш разум воспринимает всю эту Систему уже в ее движении, но мы не знаем его начала и не предвидим конец. В геологии это и есть принцип Геттона, как его понимал В.И. Вернадский. Он не нуждается в корректировке. Что же касается принципа Рэди – «все живое от живого», то можно сделать только одно замечание. Если отвлечься от божественного творения жизни, то приходится признать, что в ее молекулярной форме, по крайней мере однажды, должен был быть физико-химический скачок от косной материи к живой.

Верхняя часть схемы представляет общее время – пространство, я его называю пространством времени. Оно одновременно со стратиграфическим пространством, его второе **биогеохронологическое** лицо. Это проекция на пространство, занимаемое жизнью – развивающейся биогеомеридой. Все производимые нами процедуры стратиграфической корреляции связаны с этим биогеосферным пространством. На графике его пересекает диагональ – это *воображаемое* направление движения непрерывно-прерывистого времени. К ней отнесены датированные по изотопам границы основных стратиграфических зонотем, с их системами в фанерозое, и приходящиеся на них деления (пунктир), помещенной независимо слева, геохронометрической шкалы. Назначение этой шкалы только **измерительное**, она имеет совсем иную природу, связанную с распадом атомов вещества (геохимическое время). Тогда как геологическое или палеобиосферное время отражает этапы структурного формирования стратисферы и одновременно ход биогеосферной

эволюции. Эта диагональ наглядно показывает соотношение реальных длин геологического времени и делений шкалы – механизм его измерения

В заключение следует сказать еще раз, что геологическое или биогеосферное время – это наиболее очевидное проявление реальности времени, но оно, конечно, не означает, что в биохроностратиграфическом пространстве стратисферы Земли в наших корреляциях достигается безупречная синхронность. Мозаичность стратисферы исключает это вообще, но палеонтологический метод в биохронологии позволяет максимально приблизиться к достоверности, об этом я уже писал (Соколов, 1971). Таким образом, прежде чем говорить о времени в геологии, необходимо знать, к каким геологическим реалиям оно привязано. У геологического времени стратиграфическое лицо. Представляется, что в Международной комиссии по стратиграфии МСГН этому не придают значения (Шкала геологического времени, 2004), когда для докембрия предлагаются новые геологические периоды с собственными названиями, выраженные только в декамириадах и не имеющие природных носителей этого времени – реальных стратонтов. Это разрушение основного принципа стратиграфии, как геологической науки. Поэтому в графике принята **российская система стратиграфических подразделений докембрия**. Она более правильно отражает уровень наших современных знаний и принципиальное значение естественно-исторического подхода к геологическому времени.

Литература

1. Вернадский В.И. Возраст Земли. Геологическое время и жизненное значение его изучения (Веч. Москва, 28–29 авг. 1933. Публ. И.И. Мочалова) // История наук о Земле: Сб. ст. М.: ИИИЕТ РАН, 2008. Вып. 2. С. 207–214.
2. Вернадский В.И. О некоторых очередных проблемах радиогеологии // Изв. АН СССР. 7 сер. Отд. математ. и естеств. наук. 1935. С. 1–18.
3. Вернадский В.И. О значении радиогеологии для современной геологии // Труды XVII сессии МГК. Том первый. 1937. М.: ГОНТИ, 1939. С. 215–239.
4. Вернадский В.И. Труды по философии естествознания. М.: Наука, 2000. 504 с.
5. Симаков К.В. К созданию теории палеобиосферного времени. Т. 3: Стагнация. Перспективы. Магадан, 2004. 347 с.
6. Симаков К.В. О некоторых методологических проблемах геохронологии и геохронометрии // Геохронологические этюды. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. С. 73–84.
7. Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971. С. 155–178.
8. Соколов Б.С. Биосфера как биогеомериды и ее биотоп // Биосфера. 2009. Т. 1, № 1. С. 1–5.
9. Соколов Б.С. Опыт размышления о реальном геологическом времени // История наук о Земле. М.: Изд-во Ин-та истории естествознания и техники РАН, 2009. № 3. С. 80–86 (схема).
10. Geological Time Scale 2004 (Gradstein et al.) // Episodes. 2004. Vol. 27, № 2.

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА В СВЕТЕ ПОСЛЕДНИХ РЕШЕНИЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОМИССИИ ПО СТРАТИГРАФИИ

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

1. Международная комиссия по стратиграфии (МКС) и ее подкомиссии проводят большую работу по совершенствованию общей (международной) стратиграфической шкалы (МСШ). Многие материалы по этой проблеме нашли отражение в крупном обобщении «A Geologic Time Scale 2004» [1]. Эта работа в целом находит одобрение у геологической общественности разных стран. В связи с этим международные геологические конгрессы прошедшего десятилетия (последние из них состоялись во Флоренции в 2004 г. и в Осло в 2008 г.) внесли определенные изменения в стратиграфическую шкалу фанерозоя, прежде всего в ярусную шкалу отдельных систем.

Это относится как к палеозойской части шкалы (карбон, пермь и др.), так и к мезозойской ее части (палеоцен, эоцен, плиоцен, квартал). В ряде случаев получены новые радиометрические датировки для пограничных интервалов ярусов. Принятые изменения нашли отражение в ревизии объема от-

дельных стратиграфических единиц и положения их границ.

Однако увлечение концепцией «золотых гвоздей», призывающей сосредоточить основное внимание стратиграфов на выделении нижних границ подразделений, в ряде случаев привело к «недоизучению» самих подразделений. Это влечет к тому, что выделяемые стратиграфические таксоны порой остаются без должной характеристики (например, ярусы кембрия и др.).

2. Опыт работы МКС в последние десятилетия показал, что в ряде случаев в ревизии шкалы были допущены методические и организационные ошибки, и некоторые решения принимались в спешке, недостаточно обдуманно и без учета мнений национальных стратиграфических комитетов. Даже система принятия тех или иных решений (процедура обсуждения и голосования) оказалась несовершенной и нередко приводила к противоречию со здравым смыслом.

3. Особенно ярко недостатки такого подхода выявились, в частности, при недавнем обсуждении статуса квартера и его нижней границы [2]. Эта проблема вызвала горячую дискуссию на последнем Геологическом конгрессе в Осло и выявила среди авторитетных специалистов совершенно разные мнения. Но вместо поиска научной базы и проведения дополнительных исследований для решения этого вопроса был применен вариант голосования, который формальным путем привел к принятию необдуманного, на наш взгляд, решения переноса нижней четвертичной границы с уровня 1.8 Ма на уровень 2.6 Ма. При этом стратиграфическая структура квартера – ярусное расчленение – остается неразработанной и неутвержденной. Это решение было принято несмотря на то, что представители ряда национальных стратиграфических комитетов (США, Италии, России и др.) выступили резко против изменения положения границы.

4. В условиях, когда МСШ действительно нуждается в постоянном совершенствовании, требуется здравый смысл, знание истории и принципов выделения стратиграфических выделений, привлечения новейших палеонтологических и прочих данных, использования определенных методических подходов к проведению границ ярусов и т.п.

МСШ была и остается наиболее значимым эмпирическим обобщением геологии, одним из самых уникальных и долгоживущих геологических документов, которые как суммируют главные достижения стратиграфии, так и обеспечивают взаимопонимание между геологами разных стран. Роль МСШ не ограничивается стратиграфической стороной – она является той основой, которая позволяет решать задачу расшифровки этапности геологической истории Земли и ее биосферы.

Следует надеяться, что международное сотрудничество в области стратиграфии приведет к разумной коррекции МСШ и геологическая практика получит улучшенный и, что очень важно, стабильный ее вариант. На этом фоне разработка детальных стратиграфических схем отдельных регионов, в частности России, остается важнейшей задачей стратиграфии.

Литература

1. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.* A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 589 p.
2. *Гладенков Ю.Б.* Громкая стратиграфическая дискуссия начала XXI века (статус и нижняя граница квартера) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 2. С. 125–128.

СЕМЕЙСТВО СЦИАРИД (DIPTERA: SCIARIDAE) КАК ИНДИКАТОР ЭВОЛЮЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Л.А. Комарова

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск, Россия

Сциариды, или грибные комарики, – это представители достаточного древнего семейства сциариодных длинноусых двукрылых (Diptera, Sciaroidea, Sciaridae), происхождение которых датируется меловым периодом. Мелкие, внешне очень однообразные, они обычны во всех районах, кроме Антарктиды. Имаго сциарид встречается во влажных лесных биотопах около и под разлагающимися пнями, вывернутыми с корнями деревьями, около старых переросших грибов, а также в теплицах и овощехранилищах. Личинки обитают чаще в разлагающихся субстратах растительного происхождения, активно участвуя в почвообразовании. В основном это лесные насекомые, филогенетически связанные с лесными субстратами.

Исторически сложившаяся в ходе эволюции группа сциарид Алтая вызывает интерес как модель эволюционных процессов. До сих пор в построении системы двукрылых, как большинства групп животных, ведущее значение сохраняет морфология, преимущественно морфология имагинальной стадии. Структуры и органы взрослого насекомого дают систематику признаков, несущих высокое информа-

ционное содержание. Система сциарид, к сожалению, разработана слабо. Нет единого мнения среди специалистов о границах и объеме таксонов семейства. Это обусловлено, в первую очередь, отсутствием внимания специалистов к этой группе, скорее всего, из-за трудностей, возникающих с детерминацией видов, которые характеризуются слишком большим числом таксономических признаков, очень малыми размерами и неизученностью фауны в большинстве регионов. Однако ископаемые формы сциарид указывают на то, уже в верхнем мелу они достигали большого разнообразия [2, 3]. Находки фоссильных видов сциарид обнаружены единично в сантоне Таймыра и кампане Канады, в палеогеновом Балтийском янтаре [2], в Меловом янтаре [5], в позднеэоценовом Ровенском янтаре [1] и в эоценовом китайском янтаре [4]. Палеонтологические данные фауны сциарид с Алтая отсутствуют, но территория Горного Алтая сохранила уникальные биоценозы, содержащие комплекс неморальных реликтов (реликтовые черневые леса), потомков третичных (Тургайского типа) ценологических комплексов. Поэтому изучение фауны сциарид уникальных биоценозов, ее таксономического

разнообразия интересно для анализа эволюционных преобразований.

Общепризнанно, что сравнительно-морфологических исследований современных представителей может быть вполне достаточно для установления относительной степени эволюционной продвинуто-сти таксонов. Как деструкторы лесной подстилки, сциариды в межледниковье нашли убежище в почве и под корой деревьев в широколиственных лесах, где и температура, и влажность были значительно выше, чем в степях [3]. А в течение длительной эволюции у насекомых выработались разнообразные жизненные стратегии, направленные на адаптацию к периодически меняющимся условиям внешней среды Алтая, в этом крупном географическом выделе.

С целью изучения биоразнообразия семейства *Sciaridae* и последующего анализа эволюционных состояний таксономически значимых структур отмеченных имаго сциарид в реликтовых участках черной тайги нами были проведены экспедиции в рамках научных проектов (РФФИ № 04-06-48250а и проект АВЦП 2.1.1/3383). В результате впервые для России был получен богатый научный материал по фауне, экологии, таксономии и распространению отдельных систематических групп сциарид Алтая. Предварительная обработка собранных материалов выявила целый ряд редких и малоизвестных таксонов, а также новых для науки и фауны России видов сциарид, которые по своим морфологическим особенностям не вписываются в современную систему семейства. Литературные данные о морфологии ископаемых таксонов, особенно из современных родов *Bradysia*, *Zygoneura*, *Scatopsiara* [5], позволяют нам оценить эволюционное состояние таксономически значимых морфологических признаков рецентной фауны.

Достоверность и надежность заключений по рецентному материалу повышается при изучении путей и направлений эволюции не единичных, а многих структур в сравнительно-морфологических рядах. Выявлены с помощью анализа изменчивости таксономически значимых структур группы плезиоморфных и апоморфных признаков для имаго семейства *Sciaridae* и степень их эволюционных состояний, а также последовательность, с которой они происходили. Далее, придерживаясь морфологической концепции вида (в основе морфологическая типология), провели кладистический анализ с помощью компьютерного кладизма (parsimony analysis) на основе метода «ближнего соседа» программы WinClada PPC [6].

Для того чтобы доказать, что несколько таксонов образуют единую филогенетическую ветвь, мы выявили по современным литературным данным о фоссильной фауне сциарид [5] и собственным репрезентативным материалам по рецентной фауне реликтовых участков Алтая те синапоморфии, которые явились и аутопоморфией для всей изученной группы. Заметим, что большинство различий между плезиоморфными и апоморфными состояниями признаков фактически являются типологическими различиями.

В целом, семейство *Sciaridae* характеризуется следующим плезиоморфным состоянием признаков имаго: антенны олигомерного типа 2+14-члениковые, где членики удлинено-цилиндрические с короткой шейкой; волоски *ac* на спинке груди длинные, а *dc* – короткие; стройные голени ног с апикальными шпорами; 5-й членик лапки не укорочен. Мало изменилось жилкование крыла, как утверждают некоторые авторы [2], у сциарид всегда было достаточно лаконичное жилкование крыла с умеренной костализацией. Об этом говорит присутствие в жилковании крыла у архаичных родов длинной R_1 и даже ветвей на R_{5+6} , указывающих на большую древность, не уступающую юрским группам. Прогрессивным было для сциарид усиленное развитие крыльев и ног при резком увеличении грудного отдела.

Проведенный предварительный кладистический анализ новых данных с уникальных территорий Алтая позволил выделить новые таксоны и наметить направления морфологической эволюции сциарид.

Литература

1. Власкин А.П., Перковский Е.Э. Посемейственный состав позднеэоценовой диптерофауны (Insecta: Diptera) из Вырки и Дубовки и новые данные о диптерофауне Клесова (роуэнский янтарь) // Известия Харьковского Энтомологического общества. 2005. Т. 12, № 1–2. С. 23–26.
2. Калугина Н.С., Ковалев В.Г. Двукрылые насекомые юры Сибири. М.: Наука, 1985. С. 162.
3. Родендорф Б.Б. Развитие и смена беспозвоночных на рубеже мезозоя и кайнозоя (Diptera) // Историческое развитие класса насекомых. М.: Наука, 1980. С. 34.
4. Evenhuis N.L. Catalogue of the fossil flies of the world (Insecta: Diptera). Leiden: Backhuys, 1994. 600 p.
5. Blagoderov V., Grimaldi D. Fossil Sciaroidea (Diptera) in Cretaceous Ambers, Exclusive of Cecidomyiidae, Sciaridae, and Keroplatidae // American Museum Novitates. 2004. Vol. 10024, № 3433. P. 22–76.
6. Nixon K.C. WinClada, version 100.08 / Published by the author. Ithaca. N.Y., 2002.

ВЗАИМОСВЯЗЬ АЛЬФА-РАЗНООБРАЗИЯ СООБЩЕСТВ И ТЕМПОВ ПОЯВЛЕНИЯ НОВЫХ РОДОВ В ЭВОЛЮЦИИ МОРСКОЙ БИОТЫ ФАНЕРОЗОЯ

А.В. Марков¹, А.А. Бондарев², М.В. Винарский²

¹ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва, Россия

² Омский государственный педагогический университет, г. Омск, Россия

Свойства экосистем и эволюция входящих в их состав видов связаны между собой сложной системой взаимодействий, характер и соотношение которых во многом остаются неясными. Масштабное использование палеонтологической информации в исследованиях этих свойств до недавнего времени сдерживалось отсутствием достаточно подробных и полных палеонтологических баз данных. Только в последние годы благодаря появлению и развитию глобальных баз данных по палеонтологическим коллекциям появилась возможность распространить эмпирическое изучение взаимосвязей между структурой сообществ и происходящими в них эволюционными процессами на минувшие геологические эпохи.

Простейшей и при этом одной из самых информативных характеристик сообщества является альфа-разнообразие, или видовое (родовое) богатство, т.е. число видов или родов, входящих в состав сообщества. Ранее было показано, что данные по числу родов в палеонтологических коллекциях, внесенных в ПДБ (где каждая «коллекция» представляет собой комплекс ископаемых, собранных в одном местонахождении и в одном слое), можно использовать для приближенной оценки альфа-разнообразия фанерозойских морских сообществ [3]. Это позволяет при помощи корреляционного анализа, проводимого в масштабах всей морской биоты, исследовать взаимосвязи между альфа-разнообразием и динамикой макроэволюционных процессов. Ранее одним из авторов данной работы была выявлена положительная корреляция между альфа-разнообразием фанерозойских морских сообществ и продолжительностью существования родов, входящих в эти сообщества. Есть основания полагать, что альфа-разнообразие прямо или косвенно влияет не только на вероятность вымирания родов, но и на вероятность появления новых родов в сообществе путем диверсификации или миграции извне. Теоретически влияние альфа-разнообразия на темпы диверсификации может быть как положительным, так и отрицательным. Положительное влияние может иметь место, в первую очередь, благодаря коэволюционным процессам, ведущим к «согласованной диверсификации» и «созданию ниш».

Возможность существования положительной корреляции между альфа-разнообразием и темпом появления новых родов также предсказывается гиперболической моделью роста биоразнообразия [2]. Динамика разнообразия фанерозойской морской биоты

описывается гиперболической моделью точнее, чем традиционно применяемыми для этой цели экспоненциальными и логистическими моделями. Гиперболический рост биоразнообразия предполагает наличие нелинейных положительных обратных связей между биоразнообразием и темпом его роста. Эти связи могут реализовываться через отрицательное влияние альфа-разнообразия на темпы вымирания родов и через положительное влияние альфа-разнообразия на темпы их появления (попытка оценки этого влияния предпринята в настоящей работе).

Отрицательное влияние роста альфа-разнообразия на темпы диверсификации может проявиться в результате постепенного «насыщения» сообществ видами в результате видообразования и миграции извне. Рост альфа-разнообразия рано или поздно должен приводить к тому, что все потенциально доступные ресурсы будут использоваться с эффективностью, максимальной для данной эволюционно-экологической обстановки, так что дальнейший рост видового богатства сообщества будет вести к снижению эффективности и устойчивости его функционирования.

Концепция насыщенности сообществ работает на уровне видов и межвидовых взаимодействий. Имеющиеся данные позволяют нам оценивать альфа-разнообразие палеосообществ только на родовом уровне, однако видовое альфа-разнообразие палеосообществ обычно прямо пропорционально родовому, что позволяет использовать вторую величину для приближенной оценки первой [5].

В случае преобладания положительного влияния альфа-разнообразия на диверсификацию следует ожидать, что корреляция между двумя величинами будет положительной; преобладание отрицательного влияния должно породить отрицательную корреляцию. Если же положительные и отрицательные эффекты примерно равны по силе, следует ожидать, что корреляция между альфа-разнообразием и темпом родообразования не будет прослеживаться вовсе.

В настоящей работе предпринята попытка количественной оценки соотношения альфа-разнообразия и темпов диверсификации на протяжении фанерозоя во всей морской биоте, а также по отдельности в важнейших крупных таксонах, достаточно хорошо представленных в геологической летописи.

Использовался комбинированный массив данных, подробно описанный ранее [3]. Он представляет со-

бой результат объединения двух палеонтологических баз данных, имеющих глобальный охват: базы данных Сепкоски (СБД, <http://strata.ummp.lsa.umich.edu/jack>) и палеобиологической базы данных (ПБД, <http://paleodb.org>), включающей исчерпывающую информацию о примерно 75 000 па-леонтологических коллекциях со всего мира. Каждая «коллекция» в ПБД содержит ископаемые одного возраста и из одного местонахождения и включает несколько «нахождений». Каждое «нахождение» представляет собой зарегистрированный факт присутствия того или иного рода в данной коллекции. В результате объединения данных из этих двух источников был получен список из 16 977 фанерозойских морских родов, данные по которым есть как в СБД, так и в ПБД. В дальнейшем для оценок альфа-разнообразия использовались данные только по тем коллекциям ПБД, которые содержат роды из этого списка (47 398 коллекций). Использовалась оригинальная методика оценки соотношения альфа-разнообразия и темпов диверсификации, основанная на сопоставлении временной динамики родового богатства коллекций, содержащих представителей данного таксона, с динамикой удельной скорости появления новых родов.

Анализ проводился как по морской биоте в целом, так и по 15 отдельным таксонам в ранге класса или типа, выбранным на основании их наибольшей представленности в БД.

Расчеты проводились на основе стратиграфической шкалы, используемой в СБД. Эта шкала делит фанерозой на 167 интервалов средней продолжительностью 3,25 млн лет, большинство из которых соответствует подъярусам. Для изучения взаимосвязи между родовым богатством сообществ и темпом появления новых родов использовались следующие количественные показатели: D – средневзвешенный объем коллекций, в которых встречены представители данного крупного таксона в пределах данного стратиграфического интервала; V – удельная скорость появления новых родов, рассчитывалась путем деления числа появившихся в данном интервале новых родов на общее число родов, известных из данного интервала (по данным СБД); S – «скользящая» корреляция временной динамики величин D и V , которая рассчитывалась для каждых 15 смежных интервалов геохронологической шкалы. Каждая точка на графиках S отражает величину корреляции D и V не только в тот момент геологического времени, который отмечен на оси абсцисс, но и на протяжении длительного отрезка времени, включающего 15 смежных стратиграфических интервалов. Для вычисления корреляции использовался непараметрический коэффициент Спирмена.

Положительная корреляция между D и V означает, что кратковременные увеличения альфа-разнообразия сообществ в течение данного длительного интервала времени, как правило, сопровождались ростом темпов родообразования (предположительно за счет «соз-

дания ниш», «цепных реакций видообразования» и, возможно, миграции таксонов из других регионов). Отрицательная корреляция, напротив, означает, что рост альфа-разнообразия вел к замедлению родообразования в данном таксоне за счет эффекта «насыщения сообществ» и обострения конкуренции.

Соотношение общебиотической динамики альфа-разнообразия (D) и темпов родообразования (V) в течение фанерозоя не было постоянным. Периоды хорошо выраженной положительной корреляции между этими показателями перемежались периодами отрицательной корреляции. Положительная корреляция в целом наблюдалась чаще, чем отрицательная. Возможно, это свидетельствует о том, что в эволюции морской биоты «создание ниш» в целом было более значимым фактором, чем «насыщение сообществ». Однако этот вывод нуждается в дополнительной проверке, поскольку положительная корреляция с большей вероятностью может порождаться различными альтернативными причинами (в том числе избирательной неполнотой палеонтологической летописи), чем отрицательная.

Сопоставление средних значений D по эрам для основных крупных таксонов фанерозойской морской биоты позволяет заметить ряд закономерностей. Таксоны значительно различаются между собой по средней величине D , что теоретически может объясняться как экологической, так и тафономической спецификой; диапазон этих различий был минимален в палеозое, немного увеличился в мезозое и резко вырос в кайнозое. Это согласуется с ростом экологического разнообразия морской фауны в кайнозое [4] и косвенно свидетельствует о том, что наблюдаемые различия по величине D между таксонами в большей степени связаны с экологией таксонов, чем с их тафономией. Для многих таксонов характерен резкий рост D в кайнозое по сравнению с палеозоем и мезозоем (чего и следовало ожидать, учитывая, что в целом альфа-разнообразие морских сообществ в кайнозое резко выросло). Этот рост почти или вовсе не затронул ряд крупных таксонов (иглокожие, кораллы, брахиоподы, губки). Можно заметить, что таксоны, которые в кайнозое стали обитать в намного более разнообразных сообществах по сравнению с мезозоем, в большинстве своем претерпевали быстрый рост родового разнообразия в мезокайнозое. У таксонов, которые в кайнозое продолжали жить примерно в таких же по уровню сложности сообществах, что и в мезозое, мезокайнозойский рост родового разнообразия выражен слабо или отсутствует. Вероятно, между переходом ряда таксонов в кайнозое к жизни в более разнообразных сообществах и ускоренной диверсификацией именно этих таксонов существует прямая или косвенная связь; данный вопрос заслуживает специального исследования.

Изменения характера корреляции показателей V и D в фанерозое имеют как общие, так и различающиеся черты у разных таксонов. Признаков, общих для всех без исключения таксонов, немного: к ним можно отнести,

пожалуй, только снижение *S* примерно 160–190 млн лет назад (середина юры). Остальные признаки встречаются только у части таксонов.

Проведение прямого сопоставления синхронных значений изучаемых показателей (*V* и *D* для одного таксона, сравнение *S* двух или более таксонов) не является единственным возможным путем выявления искомым закономерностей. Сопоставление рядов *V* и *D* (особенно подвергнутых аппроксимации для устранения выбросов) показывает, что в ряде случаев при сходстве последовательности однонаправленных изменений параметров имеет место некоторая асинхронность. Применение описанной выше процедуры сравнения без учета этого феномена приводит к занижению положительных корреляций. В тех случаях, где рассогласование имеет место, его величина не превышает одного–двух временных интервалов шкалы *SDB*, т.е. 3–6 млн лет. При этом изменения *V* чаще опережают изменения *D*, но есть и обратные примеры. Эта асинхронность является своеобразным свидетельством в пользу «естественности» и реальности полученных корреляций. Вероятно, асинхронность этого рода обусловлена в одних случаях запаздыванием экологического ответа сообществ на эволюционные события, а в других – запаздыванием эволюционного ответа на перестройки экосистем.

Асинхронность другого рода, влияющая уже на оценку общебиотических закономерностей, проявляется при сравнении графиков корреляций, построенных для различных таксонов. Видимая отрицательная связь изменений *S* для различных классов или отсутствие связи в действительности может отражать скрытую положительную связь, поскольку изменения *S* одних групп в ряде случаев повторяют аналогичные изменения этого показателя других групп со сдвигом во времени. Возможно, некоторые разрозненные пики положительной и отрицательной корреляции в разных группах могут оказаться связанными друг с другом посредством каких-то очень медленно разворачивающихся эволюционно-экологических эффектов.

Положительная корреляция между *V* и *D* теоретически может порождаться не только эффектом «создания ниш» и способностью таксонов осваивать новые ниши, создаваемые другими членами сообщества, но и рядом других факторов. Усилить эту корреляцию в принципе может любой фактор, который: 1) менялся в течение фанерозоя; 2) оказывал сходное (однонаправленное) влияние, прямое или опосредованное, на величины *V* и *D*.

Эти факторы могут быть как эволюционно-экологическими, так и геологическими (тафономическими), биогеографическими (миграция) или, в худшем случае, артефактами, связанными с разной степенью изученности и представленности в ПДБ ископаемых разного возраста и разной таксономической принадлежности.

Однако есть основания полагать, что влияние указанных «посторонних» факторов на вычисленные значения *S*, скорее всего, невелико. В пользу этого свидетельствуют следующие факты. Во-первых, величина *S* для каждого таксона и для всей биоты в целом далеко не всегда является положительной. Выявлен ряд периодов отрицательной корреляции между *V* и *D*, что трудно объяснить какими-либо артефактами или влиянием сторонних факторов. Во-вторых, если бы ключевую роль играли тафономические факторы и степень изученности, следовало бы ожидать, что величина *S* в целом должна снижаться со временем. У некоторых таксонов такое общее снижение действительно наблюдается, но далеко не у всех.

Основной вывод, который можно сделать из проделанной работы, по-видимому, состоит в том, что в фанерозойской истории основных крупных таксонов морской биоты были периоды выраженной положительной корреляции альфа-разнообразия и темпов родообразования, которые чередовались с относительно более краткими периодами отрицательной корреляции. Возможно, это означает, что в эволюции морской биоты процессы сопряженной диверсификации и «создания ниш» играли более важную роль, чем эффект «насыщения сообществ».

Литература

1. Марков А.В. Новый подход к моделированию динамики разнообразия фанерозойской морской биоты // Журнал общей биологии. 2001. Т. 62, № 6. С. 460–471.
2. Марков А.В., Коротяев А.В. Гиперболический рост разнообразия морской и континентальной биот фанерозоя и эволюция сообществ // Журнал общей биологии. 2008. № 3. С. 175–194.
3. Markov A.V. Alpha diversity of Phanerozoic marine communities positively correlates with longevity of genera // *Paleobiology*. 2009. Vol. 35(2). P. 231–250.
4. Novack-Gottshall P.M. Using a theoretical ecospace to quantify the ecological diversity of Paleozoic and modern marine biotas // *Paleobiology*. 2007. Vol. 33, № 2. P. 273–294.
5. Powell M.G., Kowalewski M. Increase in evenness and sampled alpha diversity through the Phanerozoic: comparison of early Paleozoic and Cenozoic marine fossil assemblages // *Geology*. 2002. Vol. 30, № 4. P. 331–334.

УПОРЯДОЧЕНИЕ СИСТЕМАТИКИ – ОСНОВНОЙ ПУТЬ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМ РЕКОНСТРУКЦИИ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ИСТОРИИ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

И.И. Молостовская

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, Россия

Современные организмы позволяют проследить их изменения только в пространстве. Палеоорганизмы представляют сведения об истории своего развития и в пространстве, и во времени, что имеет большое значение для решения эволюционных проблем. Особая роль среди ископаемых принадлежит микрофауне. Экологическая толерантность, малые размеры раковин, многочисленность в популяциях и способность хорошо сохраняться в земных слоях обеспечили им частую встречаемость в естественных разрезах и в керне картировочных скважин, что особенно ценно для закрытых территорий с мощным чехлом четвертичных отложений.

Объектом данных исследований явились неморские остракоды с территории Европейской России из разрезов средней и верхней перми, охватывающих временной интервал в 11 млн лет. В геологических разрезах они встречались довольно часто: через 5–10 см, через 1–2 м, иногда – реже. Изучаемая коллекция состояла из 20 000 образцов, каждый из которых содержал от 50 до 500 и более раковин.

Согласно современным знаниям пермские неморские остракоды представлены подотрядами *Darwinuloscopina* Shon, 1988 и *Cytherococopina* Grundel, 1967 и надсемейством *Volganellacea* Mandelstam, 1956 неясной систематической принадлежности. Из них наиболее информативны остракоды *Darwinuloscopina*. Они многочисленны и широко распространены, что определило особый интерес российских исследователей к данной группе. К сожалению, именно эта фауна из-за малой морфологической выразительности ее мелких (меньше 1 мм) гладкостворчатых раковин оказалась весьма сложной для диагностики, что явилось основной причиной ошибок и сложностей в процессе разработки системы пермских *Darwinuloscopina*.

История изучения *Darwinuloscopina* началась с семейства *Darwinulidae* Brady et Norman, 1889. Долгое время оно было представлено одним родом – *Darwinula* Brady et Norman, 1885, типовой вид которого – *Darwinula stevensoni* Brady et Robertson, 1870 – был описан из современных пресноводных озер Англии. В дальнейшем, на основании лишь внешней похожести, в этот род были включены ископаемые остракоды из карбона, перми и триаса. Таким путем в перми появился «долгоживущий» род *Darwinula*, который стал быстро пополняться видами, а в середине XX в. семейство *Darwinulidae* стало пополняться и новыми таксонами. В 1939 г. Т.Н. Спижарский [1] по особенностям охвата створок описал два новых рода: *Sucho-*

nella и *Suchonellina*, но отнес их к семейству *Cypridae*. В 1948 г. Г.Ф. Шнейдер [2] на основании строения замка и мускульных отпечатков, имеющих сходство с современным родом *Darwinula*, упразднила эти роды, рассматривая их как один род *Darwinula* в составе семейства *Darwinulidae*. М.И. Мандельштам [3] в состав *Darwinulidae* включил свой новый род *Darwinuloides*, отличающийся от *Darwinula* эллипсовидной, сильно выпуклой раковиной с неглубокой продольной канавкой на спинном крае. В 1958 г. Н.П. Кашеварова [4], принимая охват створок во взаимосвязи с формой раковины за критерий родового уровня, использовала эти признаки для дополнительного обоснования родов *Darwinula* и *Darwinuloides* и восстановления рода *Suchonella*. З.Д. Белоусова [5] по форме раковины и особенностям охвата створок в 1961 г. выделила среди раннетриасовых остракод род *Gerdalia*. Позднее З.В. Белоусова [6], впервые применив методику дифференцированного шлифования раковин дарвинулид, установила существенные различия в смыкании створок у *Darwinula*, *Gerdalia*, *Suchonella* и *Darwinuloides* и на этом основании расширила их диагнозы. Е.М. Мишина [7] описала новый род *Tatariella*, отличающийся от рода *Suchonella* формой раковины. На основании особенностей проявления полового диморфизма и строения отпечатков мускула аддуктора оба рода были выделены в новое семейство *Suchonellidae* и подтверждена целесообразность установления надсемейства *Darwinulacea* [8]. В 1982 г. Н.П. Кашеварова и И.Ю. Неустроева [9], считая недостаточной обоснованность диагноза *Gerdalia*, отводят ему статус подрода в роде *Darwinula*, а род *Tatariella* включают в синонимику рода *Suchonella*.

Перечисленные исследования значительно расширили перечень классификационных признаков дарвинулацей. Однако даже эта краткая история их изучения показывает, что одноранговые таксоны выделялись по разным признакам, и степень их обоснованности была неодинаковой. Среди исследователей, помимо разногласий о родовой принадлежности многих видов, существовали разногласия и относительно систематической принадлежности отдельных родов и даже семейств. Представление о таксономическом ранге и объеме *Darwinulidae* неоднократно менялось.

В российской работе «Основы палеонтологии» [10] семейство *Darwinulidae* было подчинено надсемейству *Healdiacea* Harlton, 1933. В состав семейства включены *Darwinula*, *Suchonella*, *Darwinuloides* и,

условно, два рода, описанных по материалам из перми Америки – *Whipplella* Holland, 1934 и *Pruvostina* Scott et Summerson, 1943.

В американской работе «Treatise on invertebrate Paleontology» [11] дарвинулиды выступают а качестве надсемейства, представленного одним семейством Darwinulidae в составе родов Darwinula и Darwinuloides. Роды же Suchonella, Suchonellina и Whipplella отнесены в надсемейство Cypridacea Baird, 1845.

В сводной классификации ископаемых и современных остракод Г. Хартмана и Х. Пури [12] надсемейство Darwinulacea также представлено одним семейством Darwinulidae, состоящим из рода Darwinula, в синонимике которого вошли *Gerdalia* и *Cyprione*. В качестве подродов рода Darwinula указаны Darwinuloides, Suchonella, а также *Paradarwinula* Kozur, 1970, *Microdarwinula* Danielopol, 1968, описанные на материале из более молодых отложений. При этом в синонимике Suchonella оказались даже *Placidea* Schneider, 1956 и *Volganella* Scharapova et Mandelstam, 1956.

Такие разногласия исследователей относительно системы надсемейства Darwinulacea были слишком значительными и требовали основательного пересмотра диагностических признаков и упорядочения классификации этой группы остракод. В 1982 г. появились работы И.И. Молостовской [13], посвященные упорядочению классификации Darwinulacea. Была проведена переоценка и систематизация известных и ряда новых признаков. Внешние морфологические особенности раковин анализировались во взаимосвязи с деталями их внутреннего строения и с учетом тех изменений, которые вносят различия пола и возраста. Для таксономической оценки признаков впервые был применен системный подход, включающий несколько последовательных действий: 1) взвешивание степени относительной устойчивости каждого признака; 2) установление коррелятивной связи между признаками; 3) объединение признаков, коррелятивно связанных между собой и имеющих одинаковую степень устойчивости, в группы; 4) определение относительного таксономического ранга каждой группы признаков. В результате были установлены четыре группы признаков, определяющих, соответственно, надсемейство, семейство, род и вид.

И. Молостовская [14], подтверждая правомерность повышения И. Зоном [15] таксономического статуса надсемейства Darwinulacea до подотряда, обосновывает перевод трех семейств – Darwinulidae, Suchonellidae и Darwinuloididae – в надсемейства, описывает новые семейства и уточняет диагноз уже выделенных раньше таксонов, определяет и уточняет их систематический состав; описывает несколько новых родов.

Морфологическая конкретность таксонов определила их места в системе подотряда. Последовательность и характер смены таксонов, зафиксированные в многочисленных геологических разрезах, позволили выявить особенности их эволюции, направленность

эволюционных изменений, относительную скорость и переломные рубежи [16]. В этой последовательности каждый таксон получил свой определенный стратиграфический диапазон, т.е. свой возрастной интервал. Построенная таким образом система отражала естественный характер эволюционных изменений пермских остракод.

Согласно этой системе, подотряд Darwinulocopina в перми представлен тремя надсемействами: Darwinulacea, Suchonellacea и Darwinuloidacea.

Филогенетическая ветвь надсемейства Darwinulacea представлена семействами Paleodanwinulidae Molostovskaja, 1990 (роды *Paleodanwinula* Molostovskaja, 1990; *Garjainovula* Molostovskaja, 1990; *Kalisula* Molostovskaja, 1998), Suchonellinidae Kuchtinov, 1985 (роды *Suchonellina* Spizharskyi, 1937; *Wjatkellina* Molostovskaja, 1990) и Gerdaliidae Molostovskaja, 1990 (род *Gerdalia* Belousova, 1961).

Морфологическая направленность эволюционных изменений Darwinulacea проявлена в укрупнении раковины, уплощении ее створок, смещении наибольшей выпуклости из задней трети раковины к ее заднему концу, в развитии поровоканальной зоны, усложнении замыкательного аппарата и увеличении степени асимметрии. Оценка филогенетического значения изменений этих структур свидетельствует, что развитие пермских Darwinulacea проходило в направлении морфофизиологического прогресса и увеличения экологической валентности. Процесс эволюции Darwinulacea был неравномерным по скорости и подразделяется на два этапа: этап медленной эволюции Paleodanwinulidae (уфимский, казанский и уржумский века) и этап быстрой эволюции Suchonellinidae (северодвинский и вятский века).

Филум надсемейства Suchonellacea Mishina, 1972 составляют семейства Prasuchonellidae Molostovskaja, 1990 (род *Prasuchonella* Molostovskaja, 1980) и Suchonellidae Mishina, 1972 (роды *Suchonella* Spizharskyi, 1937; *Tatariella* Mishina, 1967; *Dvinella* Molostovskaja, 1990). Направленность морфологических изменений Suchonellacea заключалась в увеличении выпуклости и смещении ее из срединной части створок в задней трети раковины в задне-брюшную часть раковины, в увеличении степени асимметрии и ослаблении замка. Преобразования морфоструктур наиболее резко проявились на рубеже северодвинского и вятского веков. Они не прибавили эврифациальности остракодам и дальнейшее их развитие пошло по пути морфофункциональной дивергенции признаков по нескольким направлениям и по пути конкретизации экологических ниш.

Надсемейство Darwinuloidacea Molostovskaja, 1979 составляют семейства Wipplellidae Molostovskaja (род *Whipplella* Holland, 1934), Panxianidae Wang, 1980 (род *Panxiania* Wang, 1978) и Darwinuloididae Molostovskaja, 1979 (род *Darwinuloides* Mandelstam, 1956). В процессе эволюции Darwinuloidacea происходило укрупнение раковины, увеличение ее толщины и смещение наибольшей

выпуклости, укрепление замыкающего устройства (валикоподобные утолщения большей створки в переднеспинной части и обеих створок вдоль замка). Развитие выражалось в прогрессирующем приспособлении этих остракод с дивергенцией признаков в пределах отдельных участков адаптивной зоны.

Заключение. Системный подход к таксономической оценке признаков остракод и изменению их во времени позволил упорядочить классификацию пермских остракод подотряда *Darwinulocopina* и приблизить ее к естественной. Он способствовал реконструкции их эволюционной истории, которая у каждого надсемейства развивались согласно своему генетическому коду и своей индивидуальной реакции на давление геологической среды. Эти проявления зафиксированы в оригинальной направленности изменений эволюционирующих признаков у остракод каждого надсемейства и одновременным проявлением переломных моментов в их развитии.

Литература

1. Спичарский Т.Н. Отряд Ostracoda. Раковинчатые раки // Атлас руководящих форм ископаемых СССР. Л.: Гостгеолгиздат, 1939. Т. 6. С. 193–196.
2. Шнейдер Г.Ф. Фауна остракод верхнепермских отложений (татарский и казанский ярусы) нефтеносных районов СССР // Микрофауна СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1948. Сб. 1. С. 21–28.
3. Мандельштам М.И. Остракоды угленосных отложений Кузнецкого бассейна // Атлас руководящих форм ископаемых флоры и фауны пермских отложений Кузнецкого бассейна. М.: Гостоптехиздат, 1956. С. 58–109.
4. Кашеварова Н.П. Новые виды остракод верхнепермских отложений (уфимских и татарских) Южного Тимана и Волго-Уральской области // Микрофауна СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Сб. 9. С. 303–339.
5. Белоусова З.Д. Остракоды нижнего триаса // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол. Нов. сер. 1961. Т. 36, № 1. С. 127–146.
6. Белоусова З.Д. Строение раковин дарвинулид в ориентированных шлифах // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол. Нов. сер. 1963. Т. 38, № 3. С. 146–147.
7. Мишина Е.М. Новый род остракод татарских отложений // Сборник статей по геологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1967. Вып. 4. С. 108–120.
8. Мишина Е.М. О систематике ископаемых дарвинулид (остракоды) // Палеонтологический сборник. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1972. Вып. 1, № 9. С. 44–51.
9. Кашеварова Н.П., Неустроева И.Ю. Состояние изученности и принципы классификации остракод надсемейства *Darwinulacea* Brady et Norman, 1889 // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1982. С. 141–154.
10. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. М.: ГОНТИ. 1960. 515 с.
11. *Treatise on invertebrate Paleontology* // Pt. Q: Athropoda 3. Crustacea. Ostracoda. N.Y.: Geol. soc. Amer., Univ. Kansas press, 1961. 442 p.
12. Hartmann G., Puri H. Summary of neontological and paleontological classification of Ostracoda // Mitt. Hamb. Zool. Mus. Und Inst., 1974. Bd. 70. S. 7–73.
13. Молостовская И.И. Некоторые принципы систематики позднепермских *Darwinulacea* // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1982. № 25. С. 155–164.
14. Молостовская И.И. Подотряд *Darwinulocopina* Shon, 1988 // Практическое руководство по микрофауне СССР. Л.: Недра, 1990. Т. 4. С. 162–166.
15. Sohn I.G. *Darwinulocopina* (Crustacea; Podocopa) a new suborder proposed for nonmarine Paleozoic to Holocene ostracoda // Proc. Biol. Soc. Washington, 1988. № 101 (4). P. 817–824.
16. Молостовская И.И. The Evolutionary history of Late Permian *Darwinulocopina* Sohn, 1988 (Ostracoda) from the Russian Plate // Evolutionary Biology and Ecology of Ostracoda. Hydrobiologia, 2000. 419. P. 125–130.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К ОСВОЕНИЮ ТЕКУЧЕВОДНЫХ МЕСТООБИТАНИЙ РАННЕПЕРМСКИМИ ГРИЛЛОБЛАТТИДАМИ (INSECTA, GRYLLOBLATTIDA)

Н.Н. Паньков

Пермский государственный университет, г. Пермь, Россия

Освоение насекомыми текучих вод как новой для них среды обитания представляет интерес не только для энтомологии, но имеет и важное общепалеонтологическое значение, поскольку в становлении амфибиотических представителей класса находят конкретное выражение фундаментальные законы и механизмы эволюционного процесса. Реконструкция этого события позволяет не только полнее осветить историю органического мира, но и глубже понять суть биологической эволюции. Поздний палеозой – время становления и расцвета инфракласса

Gryllones. Считается, что обособление этого таксона от общего ствола *Insecta* началось с перехода части дендробионтных *Pterygota* к обитанию в подстилке. Эволюция гриллоновых в новых условиях сопровождалась их широкой адаптивной радиацией, и уже в среднем карбоне появляется не менее 5 отрядов, занявших в пределах герпетобия различные экологические ниши [8].

По-видимому, в позднем карбоне или самом начале перми гриллоновые начинают осваивать и текучехводные местообитания. Об этом позволяют судить

находки околводных и водных нимф гриллоблаттид, а также веснянок, известные из кунгурского яруса нижней перми Приуралья (местонахождение Чекарда [6]). Примечательно, что уже тогда веснянки, будучи прямыми потомками гриллоблаттид, представляли вполне сформировавшийся и разнообразно представленный отряд насекомых, свидетельствующий, что его обособление произошло задолго до конца ранней перми и, следовательно, кунгурский век – не самое начало эволюции амфибиотических представителей инфракласса.

Присутствие нимф веснянок вместе с водными и околводными личинками гриллоблаттид в составе ископаемой энтомофауны Чекарды наводит на мысли о существовании в кунгурском веке остатков своего рода «анцестрального», или «архаического», многообразия, отражающего эпоху становления водного образа жизни у преимагинальных стадий Gryllones. Эти находки позволяют высказать определенные предположения об экологических предпосылках освоения текучеводных местообитаний гриллоблаттидовыми насекомыми.

Как известно, освоению живыми организмами новой среды обитания предшествует период их эволюции в той или иной переходной зоне, или промежуточном биотопе. За счет того, что промежуточный биотоп объединяет свойства старой и новой адаптивных зон, организмы получают возможность существовать здесь, пользуясь комплексом приспособлений к прежним условиям, и вырабатывать адаптации, оказывающиеся полезными в новых жизненных обстоятельствах.

В качестве среды, занимающей промежуточное положение между атмосферным воздухом и водой, специалистами предполагались почва, включая подстилку, а также сходные с ней по режиму влажности субстраты – трещины скал, полости под камнями [2, 3] – и пояс полупогруженных растений с жесткими вертикальными осями [4]. Эти идеи легли в основу представлений о переходе водных членистоногих к наземному образу жизни, но они не содержат никаких теоретических запретов и на обратный переход – от наземного образа жизни к водному.

Экология перехода членистоногих от водного образа жизни к наземному наиболее убедительно реконструирована М.С. Гиляровым. Согласно предложенной им концепции, насыщенность почвенного воздуха водяными парами эффективно защищает членистоногих от потери воды через покровы тела. Очень часто это имеет следствием вторичную утрату газонепроницаемой эпикутикулы и развитие у педобионтов чувствительности к недостатку атмосферной влаги. Хорошо известно, что такие обитатели почвы, как ногохвостки, чешуйницы, личинки щелкунов и хрущей почти в такой же степени чувствительны к высыханию, как и водные формы [2]. С другой стороны, избавившись от необходимости иметь защиту от высыхания в виде эпикутикулы, членистоногие

получают возможность осуществлять газообмен непосредственно через проницаемые покровы тела, что является важной преадаптацией к дыханию в водной среде.

Концепция Б.М. Мамаева [4], известная под названием гравитационной гипотезы происхождения насекомых, встретила справедливую критику со стороны специалистов. Тем не менее, оценка пояса полупогруженных растений как переходного биотопа представляется принципиально верной. В этом местообитании, как и в почве, царит практически 100%-ная влажность и, кроме того, существует возможность посещения животными, двигающимися вдоль полупогруженных растений, водной и воздушной сред жизни попеременно. Оба фактора допускают дыхание лишенных эпикутикулы членистоногих атмосферным воздухом без угрозы их гибели от высыхания.

Исходя из габитуальных и экологических особенностей палеозойских гриллоблаттид, представляется маловероятным, чтобы эти насекомые осваивали водную среду «по-Мамаеву»; такой путь вполне возможен для поденок, до сих пор сохраняющих черты строения своих первично-дендро-бионтных предков, но не для обитателей герпетобия. Едва ли можно полагать, что путь к освоению текучих вод палеозойскими гриллоблаттидами лежал через глубокие слои почвы, поскольку обитание в них, как правило, связано с далеко идущими специализациями, которых палеозойские гриллоблаттиды не имели.

Большинство палеозойских Grylloblattida были умеренными криптобионтами – довольно крупными насекомыми, слабо специализированными обитателями скоплений грубодисперсного растительного детрита типа валежника или макроподстилки [8]. Подобный образ жизни следует рассматривать как важную предпосылку к освоению водных местообитаний. Макроподстилка представляет собой разновидность крупноскважинных субстратов, распространенных не только на суше, но и в континентальных водоемах; таковыми являются, в частности, русловой аллювий горных рек, а также скопления растительного детрита на слабом течении или в его отсутствие. Поэтому нимфы гриллоблаттид, уходя в воду, имели возможность заселять биотопы с уже привычной архитектурой, к которой они были хорошо приспособлены морфологически и этологически.

Прибрежные скопления грубодисперсного растительного детрита едва ли могли быть переходным биотопом, и непосредственными предками гриллоблаттид с водными нимфами едва ли были околводные герпетобионты. Дело в том, что практически все известные палеоэнтомологам водные нимфы насекомых палеозойского возраста либо принадлежат к числу реофильных форм, либо их находки связаны с отложениями древних рек. Кроме того, есть основания полагать, что амфибиотические насекомые в палеозойских водотоках вообще были доминирующей группой зообентоса, тогда как в озерных отложениях

карбона и перми они практически отсутствуют [6]. По-видимому, освоение водной среды личинками насекомых началось именно с водотоков, а текучая вода мало способствует образованию массовых скоплений грубодисперсной органики. Естественно предположить также, что детритофильные криптобионты питались разлагающимися растительными фрагментами, среди которых они, собственно, и жили. Отпечатки этих насекомых в захоронении Чекарда содержат темную углифицированную массу в проекции пищеварительного тракта. Однако ничего подобного у личинок, для которых предполагается водный или околотоводный образ жизни, не наблюдается.

По-видимому, освоение личинками гриллоблаттид текучеводных местообитаний связано с обитанием их в скважинах руслового аллювия, слагающего пляжи и другие периодически обсыхающие части речных русел. Актуалистические данные свидетельствуют, что в толще обсохшего руслового галечника даже в самую жаркую и сухую погоду царит высокая влажность, а животное население этого биотопа имеет смешанный характер: наряду с обитателями суши здесь встречаются и типичные гидробионты [5].

Не исключено, что гриллоблаттиды, по крайней мере, некоторые из них, вырабатывали приспособления к водному образу жизни именно в условиях периодически обсыхающего руслового аллювия, посещая его сначала в периоды низкого стояния воды, а затем обитая в его толще постоянно. Данной ступени становления гриллоблаттид с водными нимфами должна была соответствовать стадия литофильного криптобионта, сначала строго наземного, а затем и амфибийного, способного оставаться в толще речных наносов при их подтоплении.

Изложенные соображения относительно перехода личинок палеозойских гриллоблаттид от наземного герпетобионтного образа жизни к водному литобионтному находят определенные основания и в палеонтологической летописи. Так, из местонахождения Чекарда известны несомненные герпетобионты, околотоводные литобионтные и водные реофильные формы, образующие естественный сравнительно-экологический ряд.

К первой группе относятся представители рода *Tshebardanympha* Aristov, Novokshonov, Pan'kov, 2006 из *Grylloblattina incertae sedis*. Эти средней величины насекомые (длина тела 13–25 мм) имеют характерную для личинок гриллоблаттид генерализованную внешность умеренного криптобионта [1], а наличие темной углифицированной массы на одном из отпечатков, находящейся в проекции кишечника насекомого, указывает на их питание растительными тканями.

Околотоводный образ жизни с достаточной уверенностью предполагается для представителей родов *Kirkorella* G. Zalessky, 1939 из семейства *Atactophlebiidae*, *Lemmatonympha* Aristov, Novokshonov, Pan'kov, 2006 из *Lemmatophoridae*, *Permedax* Aristov, 2004 из *Tillyardembiidae* и *Sylvalitoralis* Aristov, Novokshonov,

Pan'kov, 2006 из *Grylloblattina incertae sedis*. Для атактофлебиид и лемматофорид околотоводный образ жизни доказывается тафономически [7], однако их более точная биотопическая приуроченность остается под вопросом. Что касается *Permedax* и *Sylvalitoralis*, то эти насекомые, по-видимому, обитали на поверхности и в толще галечника, слагающего речные берега и пляжи.

Нимфы *Permedax* габитуально напоминают веснянок современного семейства *Leuctridae* (см. [1]). Они обладают укороченными ногами и тонким, гибким, удлинненным телом, характерными для жизненной формы специализированного криптобионта. Виды рода *Sylvalitoralis* – довольно крупные насекомые (длиной до 40 мм) с коренастым телом и умеренно длинными ногами, соответствуют жизненной форме открытоживущего существа или умеренного криптобионта. О наземном образе жизни представителей обоих родов свидетельствует положение второй и третьей пар ног с голенями, направленными назад (экологическую интерпретацию положения голеней насекомых см. в [1]).

На то, что эти насекомые не были герпетобионтами, указывают скопления песка на фоне их отпечатков, в то время как темная углифицированная масса, характерная для обитающих в подстилке фитосапрофагов, в данном случае не наблюдается. У личинок *Permedax* скопления песка имеют вид плотных четко очерченных полосок, расположенных точно в проекции кишки. У *Sylvalitoralis calcomessor* Aristov, 2004 многочисленные песчинки сгруппированы в несколько субмедиальных пятен с неясными контурами, находящихся в пределах отпечатков головы и переднегруди. У *Sylvalitoralis curculianicus* Aristov, 2004 песчинки беспорядочно расположены в пределах контура тела. В то же время вокруг отпечатков насекомых на той же поверхности раскола песок совершенно отсутствует.

Характер расположения скоплений песчинок на фоне отпечатков обоих представителей рода *Sylvalitoralis* свидетельствует, что в момент гибели насекомых песок заполнял их пищеварительный тракт, а после частичного разложения мягких тканей и гистолиза кишки распространился внутри полупустого экзuvia.

Изложенные соображения позволяют заключить, что нимфы *Permedax* и *Sylvalitoralis* собирали смешанный с песком тонкий детрит, отлагающийся на поверхности камней во время затопления пляжей паводковыми водами.

Обитание под камнями и в скважинах галечниковых отложений могло явиться эффективной преадаптацией личинок гриллоблаттид к жизни в условиях быстрого течения, не требуя от них глубокой перестройки организации. Подобная стратегия не утратила своей актуальности и для современных представителей амфибиотических гриллоновых. Так, личинки веснянок, будучи, в основном, реофильными насекомыми, редко обладают соответствующими

морфологическими приспособлениями, по сей день сохраняя древний облик своих генерализованных предков.

Из числа палеозойских гриллоблаттид несомненно водный образ жизни вели личинки *Gurianovella silphidoides* G. Zalessky, 1939 и *Sylvonympha tshekardensis* Novokshonov, Pan'kov, 1999 из *Grylloblattina incertae sedis*. Первый вид своим обликом напоминает нимфу таракана. Гуриановеллы обладают широким, сильно уплощенным телом и хорошо развитыми параноталиями. Об их гидробионтности говорят коксальные жабры и голени передней и средней пар ног, направленные вперед [1]. Примечательно, что на одном из отпечатков (ПИН, № 1987/51) в проекции кишки имеется скопление песчинок, свидетельствующее о детритоядности этих насекомых. Судя по внешнему виду, гуриановеллы могли обитать или на поверхности камней в условиях быстрого течения, или прятаться под ними, используя узкие щели и тесные пространства, подобно современным поденкам семейства *Heptageniidae*.

Второй вид, *S. tshekardensis*, имеет облик специализированного реофила. Для этих насекомых характерно коренастое, несколько уплощенное тело, их ноги широко расставлены, слегка уплощены и направлены вперед, по переднему и заднему краям голеней и бедер имеются правильные ряды длинных крепких щетинок [9]. По-видимому, нимфы *S. tshekardensis* вели вполне открытый образ жизни, обитая на верхней стороне камней в условиях сильного течения.

Таким образом, в конце ранней перми одновременно существовали филогенетически близкие и даже не очень близкие группы гриллоблаттид с водными и околотоводными личинками, большая часть из которых вскоре вымерла. По-видимому, на примере этих насекомых мы в очередной раз сталкиваемся с общей эволюционной закономерностью – «фронтальной» реализацией организационных и экологических предпосылок, приводящей к возникновению «архаического» многообразия форм. Как только у гриллоблаттид возникли предпосылки к освоению водной среды,

околотоводные, а затем и водные личинки появлялись неоднократно среди разных представителей отряда. Считается, что не позднее начала ранней перми среди всего их многообразия выделяется прогрессивная группа, давшая начало отряду *Plecoptera*. Значительно опережая по темпам развития прочих гриллоновых, молодые веснянки быстро оттесняют их на второй план [5].

Литература

1. Аристов Д.С., Новокионов В.Г., Паньков Н.Н. Систематика нимф ископаемых гриллоблаттидовых насекомых (*Insecta: Grylloblattida*) // Палеонтологический журнал. 2006. № 1. С. 75–85.
2. Гиляров М.С. Почва как среда перехода беспозвоночных от водного образа жизни к наземному в процессе эволюции // Зоологический журнал. 1944. Т. 23, вып. 4. С. 135–138.
3. Гиляров М.С. Особенности почвы как среды обитания и ее значение в эволюции насекомых. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 279 с.
4. Мамаев Б.М. Гравитационная гипотеза происхождения насекомых // Энтомологическое обозрение. 1975. Т. 54, вып. 3. С. 499–506.
5. Новокионов В.Г., Паньков Н.Н., Аристов Д.С. Замечание к происхождению веснянок (*Plecoptera*) // Фауна, проблемы экологии, этологии и физиологии амфибиотических и водных насекомых России: Материалы VI Всерос. трихотерологического симп. Воронеж, 2000. С. 43–46.
6. Паньков Н.Н., Новокионов В.Г. Палеогеография и фауна беспозвоночных текучих вод Прикамья в позднем палеозое // Вестник Пермского ун-та. 2001. Вып. 3 (Геология). С. 104–109.
7. Стороженко С.Ю. Систематика, филогения и эволюция гриллоблаттидовых насекомых (*Insecta: Grylloblattida*). Владивосток: Дальнаука, 1998. 207 с.
8. *History of insects* / Eds. by A.P. Rasnitsyn, D.L.J. Quicke. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Academic Publishers, 2002. 517 p.
9. Novokshonov V.G., Pan'kov N.N. A new aquatic insect larva (*Plecopteroidea*) from the Lower Permian of the Ural // N. Jb. Geol. Palaont. Mh. Stuttgart, 1999. № 4. P. 193–198.

БИНИ-СИСТЕМАТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА НА ЧЕТЫРЕХ ВЫСШИХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ УРОВНЯХ

Ю.С. Папин

Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, Россия

Как показывает анализ классификационных схем многих групп, деление на два таксона в органическом мире встречается довольно часто, особенно на высших иерархических уровнях. И, как правило, в этих случаях систематизация надежно обоснована и общепризнанна. Множество примеров этому можно привести на всех ступенях организации живой мате-

рии: от вида до надцарства. Так, на самом высшем иерархическом уровне обычно органический мир делят на два надцарства: *Procaryota* и *Eucaryota*. Это деление настолько общепризнанно, что вошло в соответствующие учебники по биологии, палеонтологии и исторической геологии [1, 3, 5]. Различия между данными группами настолько существенны,

что между ними практически нет переходных форм. У прокариот в строении клетки отсутствует ядро, тогда как для эвкариот характерно наличие ядра, ограниченного оболочкой. Кроме того, как отмечают П. Рейвн, Р. Эверт и С. Айкхорн [5], прокариоты не имеют органелл, микротрубочек, сложных жгутиков с (9+2) структурой и половых процессов. Все это присуще эвкариотам. Отличаются они и биохимическим составом.

На этом иерархическом уровне нами в качестве промежуточной группы или интертаксона предлагается принять метанококки, в составе генома которых американскими учеными установлено две трети генов, абсолютно непохожих на гены про- и эвкариот, и только одна треть напоминает гены этих групп [6]. Наиболее явно гомология про- и эвкариот проявляется в способе питания: в обоих надцарствах выделяются группы с автотрофным и гетеротрофным питанием.

Однако, хоть и резко, на уровне «да/нет», отличаются прокариоты от эвкариот, этот иерархический уровень в системе органического мира может оказаться не первым, а лишь вторым и даже третьим. И прокариоты, и эвкариоты являются, как известно, клеточными и в этом плане образуют одну группу, которой противостоят неклеточные формы жизни, вирусы. Именно этой особенности организации живой материи, «клеточные–неклеточные», должен быть придан высший иерархический ранг (рис. 1).

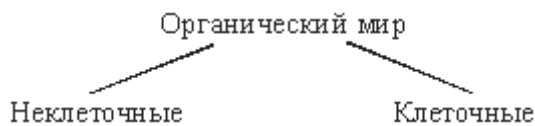


Рис. 1. Классификация органического мира на первом высшем иерархическом уровне

На втором иерархическом уровне неклеточные подразделяются также на две группы: внутриклеточные и внеклеточные, или покоящиеся [1]. Что касается клеточных, то на этом уровне их возможно делить, как было показано выше, на прокариоты и эвкариоты или на одно- и многоклеточные. Что касается групп,

выделяемых по способу питания, то автотрофы и гетеротрофы есть во всех вышеперечисленных группах: одно-, многоклеточных, эвкариотах и прокариотах (рис. 2). То есть этому признаку не может быть придан ни второй, ни третий иерархический ранг. Принципиально важно то, что за каким бы из признаков не был признан второй ранг, за типом строения клетки или за их количеством, классификация органического мира на этом уровне отвечала бы принципам биниальной парадигмы: парности, противоположности и гомологии парных таксонов, наличию третьего промежуточного звена в структуре целого.

Сравнительно с про- и эвкариотами отличия между одно- и многоклеточными организмами не менее существенны. Самое главное из них – организмы первых представлены только одной клеткой, тогда как вторых – многими. Эволюционное развитие первых идет по пути усложнения внутриклеточных структур и в этом плане они организованы куда более сложно, чем многоклеточные, которые развиваются по пути усложнения органов и тканей, которые отсутствуют у одноклеточных. Так что же делить – прокариоты и эвкариоты на одно- и многоклеточных или одно- и многоклеточных на прокариоты и эвкариоты? Какому из признаков придать второй иерархический ранг?

Для определения иерархического ранга того или иного признака можно использовать, на наш взгляд, несколько методологических приемов, например, историко-эволюционный аспект. Вполне обоснованно судить о более высоком ранге того признака, который ранее других разделил ту или иную совокупность, в данном случае клеточные организмы. Современные палеонтологические данные свидетельствуют: первыми в начале архея появились одноклеточные прокариоты, значительно позднее, в начале позднего протерозоя, – эвкариоты, и последними в середине позднего протерозоя возникли многоклеточные. То есть согласно этим данным прокариоты и одноклеточные появились одновременно, а эвкариоты и многоклеточные разобщены в своем появлении на 300 млн лет (таблица).

Сравнительный анализ времени появления различных групп клеточных организмов

Группа организмов	Время появления	Время появления в абсолютном летоисчислении, млн лет
Одноклеточные	Начало архея	3 450
Многоклеточные	Начало среднего рифея	1 350
Прокариоты	Начало архея	3 450
Эвкариоты	Начало позднего протерозоя	1 650
Гетеротрофы	Середина архея	3 150
Автотрофы	Середина архея	3 150

Это не столь существенный временной интервал, если учесть огромную общую длительность докембрия, неполноту геологической летописи и плохую сохранность органических остатков в сильно дислоцированных и метаморфизованных отложениях. Вполне могут быть обнаружены факты более раннего появления многоклеточных. Фиксируемая ныне разница во времени происхождения эвкариот

и многоклеточных не может служить обоснованием иерархического статуса этих групп. Таким образом, нет историко-геологических доказательств в пользу какого-либо из признаков как признака второго иерархического ранга.

Обращает на себя внимание тот факт, что таксоны одной биниальной пары (одно- и многоклеточные, прокариоты и эвкариоты) разобщены

в своем появлении один от другого на миллиарды лет. По идеологии бинарной парадигмы, исходящей, говоря словами А.И. Клизовского [2: 537], из того, что «нет такого явления во Вселенной, которое существовало бы само по себе, не имея своего противоположения или своего антипода», оба члена одной бинарны должны возникать одновременно или практически одновременно. Скорее всего, в действительности не было такого временного разрыва.

Также для определения иерархического ранга того или иного признака можно использовать, как справедливо полагают некоторые исследователи, частоту его встречаемости. Последняя в свою очередь определяется наименьшим числом групп, на которые делится совокупность по данному признаку. Но по типу строения клетки, их количеству и даже способу питания клеточные организмы, как видно из рис. 2, делятся на две основные и одну промежуточную группы, т.е. сравниваемые признаки равновесны по количеству выделяемых групп.



Рис. 2. Предлагаемая классификационная схема органического мира на четырех высших иерархических уровнях

И все-таки, как нам представляется, есть критерий их ранжирования. В данном случае предлагается оценить объемы выделяемых групп по их биомассе, т.е. той количественной роли, которую они играют в органическом мире. По утверждению П. Рейвн, Р. Эверт, С. Айкхорн [5] масса бактерий превосходит массу всех других вместе взятых организмов. Если к этим одноклеточным прокариотам добавить еще массу одноклеточных эвкариот, то становится совершенно очевидным, что максимальный объем приобретают не прокариоты, а одноклеточные. На этом основании второй иерархический ранг предлагается придать количеству клеток и на втором иерархическом уровне делить клеточных на одно- и многоклеточных. Между ними обособляется на этом уровне и промежуточный, или переходный, таксон. К нему можно отнести так называемые ценоцитные формы – одноклеточные многоядерные организмы, включающие две группы протистов (*Oomycota*, *Chytridiomycota*) и низшие грибы. Гомология одно- и многоклеточных проявляется прежде всего в том, что в их составе выделяются прокариоты и эвкариоты, а в составе последних – автотрофы и гетеротрофы. Правда, если признать наличие многоклеточных прокариот, то они представлены в настоящее время только автотрофами.

Исходя из того же принципа количественной роли выделяемых групп, следующий, третий, иерархический ранг придается типу строения клетки, а четвертый – способу питания. Максимально объ-

емная группа в составе одноклеточных, как уже упоминалось выше, это бактерии или прокариоты, в строении клеток которых отсутствует ядро. Достаточно широко распространены и одноклеточные эвкариоты, ядерные формы. По способу питания единые группы одноклеточных прокариот и эвкариот делятся на автотрофы и гетеротрофы.

В составе многоклеточных также по типу строения клетки образуются максимально неравновесные группы, из которых эвкариоты составляют практически всю группу многоклеточных. Что касается многоклеточных прокариот, то большинство исследователей отрицают их наличие. Однако некоторые бактерии «образуют нити или скопления из нескольких клеток. Подобные структуры образуются в результате неполного разделения клеточных оболочек после деления клеток. Плазмодесмы между такими клетками встречаются чрезвычайно редко, только у нескольких цианобионтов» [5]. Из цитированного следует, что с определенной степенью допущения можно все-таки признать наличие прокариот в составе многоклеточных.

Если говорить о наличии третьего, промежуточного, звена в структуре целого на остальных иерархических уровнях, то за таковые на уровне прокариот и эвкариот приняты метанококки, а на четвертом – миксотрофы, формы со смешанным питанием. Выделяемые на этих уровнях группы гомологичны.

Естественно предположить, что таксономическое разнообразие прямо пропорционально биомассе групп органического мира. Во всяком случае, нами

установлена такая закономерность для неморских двустворок верхней перми [4]. Со всей очевидностью это можно сказать в общем про тип Arthropoda (членистоногие) и в частности про класс Insecta (на-

секомые). Таким образом, для определения иерархического ранга того или иного признака в органическом мире можно использовать не только объем групп, но и их таксономическое разнообразие.

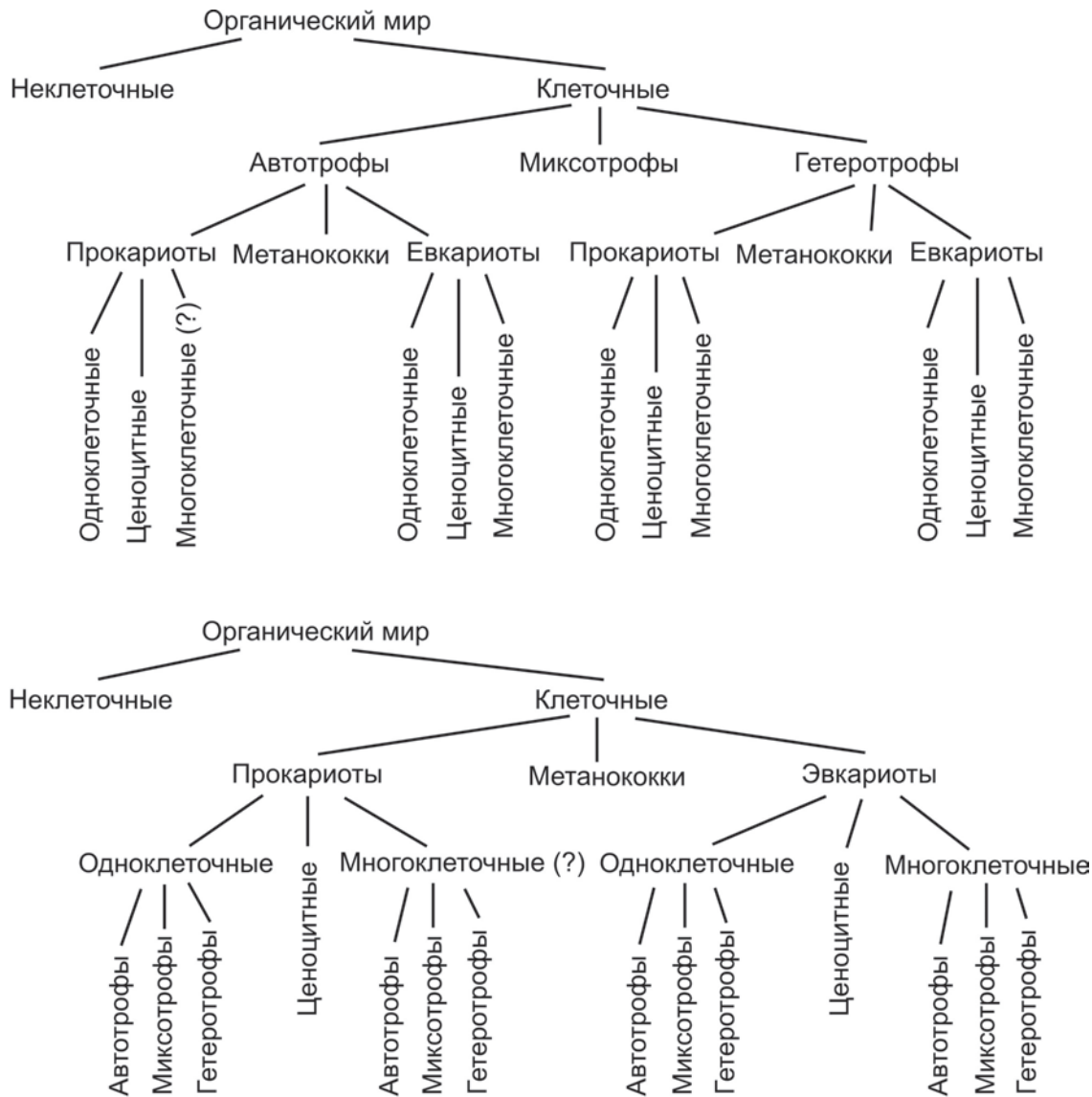


Рис. 3. Возможные варианты классификации органического мира на четырех высших иерархических уровнях

При построении классификационной схемы органического мира на высших иерархических уровнях допустимо рассуждать и по-другому. Например, способ питания должен иметь более низкий ранг, чем одноклеточные прокариоты, потому что последние именно по этому признаку делятся на две группы. С другой стороны, не менее правомочно заявить, что способу питания должен быть придан первый ранг в делении клеточных организмов, поскольку и автотрофы и гетеротрофы на нижеследующем уровне подразделяются на прокариот и эвкариот, а последние на одно- и многоклеточных, или наоборот, сначала на одно- и многоклеточных, а затем на про- и эвкариот (рис. 3). Получается, что в данном случае только с учетом количественных показателей возможно обоснование ранга признаков.

Максимальный объем одной из двух групп, выделяемых по какому-либо признаку, свидетельствует о высшем ранге этого признака. В рассмотренном случае классификации клеточных организмов количество клеток оказалось таким признаком, поскольку одна из групп, а именно одноклеточные, значительно превосходят по объему все другие группы, выделяемые по всем другим признакам. Наибольшая разница в объемах групп одной бинипары, в данном случае одно- и многоклеточных, свидетельствует о максимуме ее внутренней упорядоченности или, выражаясь терминами физики, минимуме энтропии. Со временем в результате эволюции живой материи энтропия увеличивается, как и положено в системах с необратимыми процессами. И действительно, в докембрии преобладание одноклеточных было значительно большим,

поскольку многоклеточные были представлены в то время несоизмеримо меньшим объемом, чем в настоящий геологический период.

Литература

1. *Биология*: Пособие для поступающих в вузы / А.Г. Муштафин, Ф.К. Лагуева, Н.Г. Быстренина и др.; Под ред. В.Н. Ярыгина. 3-е изд., испр. М.: Высшая школа, 1998. 478 с.
2. *Клизовский А.И.* Основы миропонимания новой эпохи. Магнитогорск: Амрита-Урал, 1994. 850 с.
3. *Немков Г.И., Левицкий Е.С., Гречишников И.А. и др.* Историческая геология: Учебник для вузов. М.: Недра, 1986. 352 с.
4. *Папин Ю.С.* Фаунистические ритмы в кольчугинской серии Кузбасса и их палеогеографическая природа // Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого: Тр. XXII сессии Всесоюз. палеонтолог. об-ва. Л., 1983. С. 81–93.
5. *Рейвн П., Эверт Р., Айкхорн С.* Современная ботаника: В 2 т. / Пер. с англ. под ред. А.Л. Тахтаджяна. М.: Мир, 1990. Т. 2. 347 с.
6. *Рогачев В.* «Третье царство» органического мира // Уральский рабочий. 28 мая 1996.

СУБЪЕКТИВИЗМ В ТАКСОНОМИЧЕСКОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ НЕМОРСКИХ ДВУСТВОРОК

Ю.С. Папин, Т.А. Фарносова

Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, Россия

Среди многих признаков, характеризующих неморских верхнепермских двустворок, наиболее доступными и достаточно полно характеризующими индивидуальные особенности каждой особи являются морфологические. Будучи связанными с экологическими, географическими и физиологическими признаками они так или иначе выражают и эти стороны организма, как отражает форма внутреннее содержание. Морфологические признаки (внешние контуры, положение на раковине макушки, ее высота, ширина) в ископаемом состоянии сохраняются наиболее полно, тогда как вещество створки, особенности скульптуры и внутреннего строения чаще всего сохраняются частично или вовсе не сохраняются и используются в систематике данной группы как дополнительные признаки.

На возможность построения естественной системы организмов по морфологическим признакам указывают и палеонтологи, и неонтологи [1, 6 и др.]. Основная трудность использования морфологии в таксономическом определении двустворок – чрезвычайно широкое разнообразие форм раковин. При визуальном изучении неморских пермских двустворок Кузбасса часто оказывается, что одинаковые по очертанию окаменелости воспринимаются как заметно или явно отличающиеся, и наоборот, разные по очертаниям раковины кажутся чуть ли не идентичными. Тем более, что общепринято изучать морфологию раковин по фотографиям, увеличенным лишь до 2–5 см. Ясно, что сравнение особей по фотографиям такого размера не позволяет с достаточной достоверностью судить о степени их сходства и различия. Этим объясняется довольно широкий субъективизм в видовых определениях неморских двустворок Кузбасса.

В качестве примера ниже приводится трактовка вида *Prilukiella subovata* (рис. 1, 2). Следует заме-

тить, что данный вид цитируется практически всеми исследователями кольчугинской серии Кузбасса [5, 7–10]. По их совокупным данным вид *Prilukiella subovata* широко распространен в этих отложениях. На самом же деле подавляющее большинство особей, относимых авторами к данному виду, как оказалось, должны быть отнесены совсем к другим видам и даже родам. Формы на фигурах 1 и 2 (рис. 2) резко отличаются от лектотипа (рис. 1) существенно более высокими раковинами. На этом основании и по остальным морфологическим признакам они определены нами как *Prilukiella janiscytwski* (lebedev). Окаменелости, изображенные на фигурах 4 и 5, должны быть отнесены к другому роду – *Abiella*. Сравнительно с прилукиеллами у абиелл более маленькая макушка, спрямленные задние и передние края, более или менее отчетливо выраженные нижнепередние и нижнезадние углы. У формы, изображенной на фигуре 3, верхнезадняя часть раковины разрушена и сравнение ее с лектотипом некорректно.

Что касается фигуры 6, то по морфологическим признакам она ничем не отличается от лектотипа *Prilukiella subovata* (jones) и происходит из тех же отложений того же Терсинского района Кузбасса.

Данную форму нами предлагается принять за неотип *Prilukiella subovata*, поскольку данный образец всегда доступен для изучения (коллекция Д.М. Федотова, музей ВСЕГЕИ). Лектотип же представлен рисунком (рис. 1), а любой рисунок менее объективен, чем фотография.

Для повышения объективности видовых описаний и определений исследователями используются цифровое описание очертания раковины с помощью радиусно-дуговой палетки [3, 4] и метод совмещения контуров [2]. Однако метод цифрового описания очертания раковин не дает наглядного представления о степени подобия сравниваемых раковин, т.к. наборы

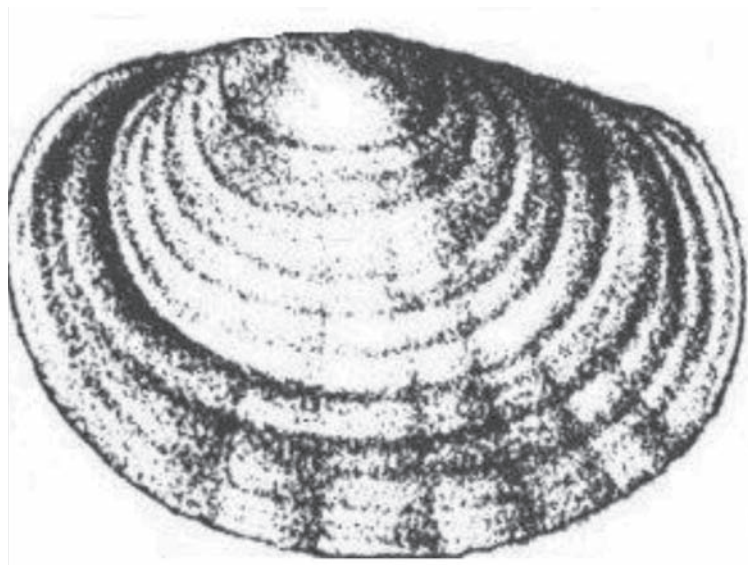


Рис. 1. Лектотип *Prilukiella subovata* (Jones) [11. Pl. XVI, fig. 9]

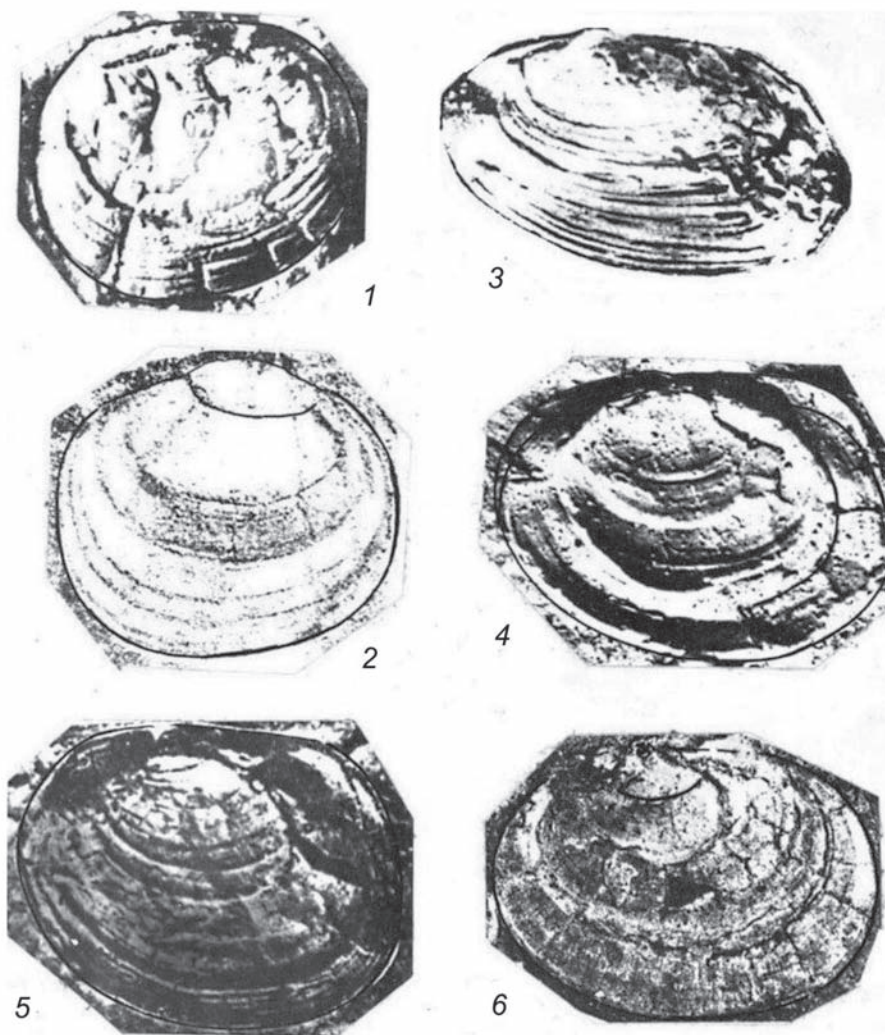


Рис. 2. Вид *Prilukiella subovata* в понимании различными исследователями:
 1 – Халфин Л.Л., 1956, табл. VI, фиг. 7; Халфин Л.Л., 1950а, табл. XII, фиг. 2;
 2 – Федотов Д.М., 1937, т. X, фиг. 7; 3 – Халфин Л.Л., 1956, табл. VI, фиг. 6; 4 – Халфин Л.Л., 1939,
 табл. IV, фиг. 9, Халфин Л.Л., 1950, табл. XII, фиг. 3, Халфин Л.Л., 1956, табл. VI,
 фиг. 5; 5 – Рагозин Л.А., 1955, табл. V, фиг. 9; 6 – Федотов Д.М., 1937, табл. X, фиг. I

цифр, характеризующие очертания особей, с таким же трудом оцениваются нашим сознанием, как и сами очертания. Метод же совмещения контуров позволяет устранить этот недостаток и уверенно производить необходимую наглядную оценку тех или иных изучаемых объектов.

Для получения контура (внешнего очертания) окаменелость фотографируется с увеличением до 120–140 мм. На фотографиях такого размера достаточно надежно прослеживаются линии нарастания. Внешняя из них поднимается тушью. Правильность ее поднятия надежно контролируется соседними линиями нарастания. Также фиксируют положение макушки на раковине. Затем контур переносят на прозрачную лавсановую пленку. Накладывая полученный контур на фотографию другой раковины или другой контур, определяют во всех деталях степень схожести или различия сравниваемых особей.

Литература

1. *Ваништейн Б.А.* О критериях таксономических категорий // Зоолог. журн. 1960. Т. 39, вып. 12. С. 1774–1778.
2. *Папин Ю.С.* Совмещение контуров – перспективный метод видовой диагностики // Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1994. Вып. 2. С. 44–62.
3. *Папин Ю.С., Дорошенко А.А.* Биометрия раковин неморских позднепермских двустворок // Палеонт. журн. 1974. № 4. С. 113–120.
4. *Папин Ю.С., Хорошев Н.Г.* Цифровое выражение формы раковин, очерченных выпуклой или выпукловогнутой гладкой линией // Палеонт. журн. 1974. № 1. С. 129–133.
5. *Рогозин Л.А.* Пластинчатожаберные Кузнецкого бассейна // Атлас руководящих форм ископаемой флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. Т. 2. С. 8–33.
6. *Семенов-Тяньшаньский А.П.* Таксономические границы вида и его подразделений. Опыт точной категоризации низших таксономических единиц // Записки АН СССР. 1910. Т. 25, № 1. С. 1–29.
7. *Федотов Д.М.* Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна // Тр. Центр. н.-и. геол. разв. ин-та. 1937. Вып. 97. С. 5–96.
8. *Халфин Л.Л.* Материалы для изучения пелиципод кольчугинской свиты Кузнецкого каменноугольного бассейна // Изв. Томск. индустр. ин-та им. С.М. Кирова. 1939. Т. 60, вып. 1. С. 14–92.
9. *Халфин Л.Л.* Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса // Тр. Горно-геол. ин-та Зап. Сиб. филиала АН СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1950. Вып. 9. С. 105–136.
10. *Халфин Л.Л.* Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузнецкого бассейна // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры пермских отложений Кузнецкого бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 32–57.
11. *Jones T.R.* On some Carboniferous schales from Sibiria // Geol. Magazine. New series. 1901. Decade IX. Vol. 8. S. 433–436.

ИСТОРИЯ БИОЛОГИЧЕСКОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ КАК ФУНКЦИЯ ЕДИНОГО КОСМИЧЕСКОГО МЕХАНИЗМА

В.В. Параев¹, Э.А. Еганов²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

1. Чуть более 150 лет тому назад (в ноябре 1859 г.) вышла книга Ч. Дарвина «Происхождение видов путем естественного отбора». Сформулированные в ней положения (сменившие теорию катастроф Ж. Кювье) легли в основу совершенно нового учения, впоследствии названное *дарвинизмом*. Дарвин на основе наблюдений пришел к убеждению, что организмы имели единого предка и со временем постепенно видоизменялись (о проблемах теории эволюции см.: [1, 2]).

Утверждение новых идей проходило в острой дискуссионной борьбе. Одно из противоречий *дарвинизма* заложено уже в самом названии книги. Автор, по сути, констатирует лишь следствие некоторого действия и его механизм. Причину же и природу этого действия, оставленные без обсуждения, можно трактовать с двух принципиально разных позиций.

Первое: появление жизни – результат сингулярных состояний и невероятного количества всевозможных сочетаний статистических случайностей. Потому в

существо жизни нет никакой цели, в организмах отсутствует избирательность, человек – просто высшее животное, а эволюция не имеет направленности, т.е. отрицается. *Второе:* происхождение живых организмов есть продукт непрерывной череды «причин» и «следствий» как универсальный способ существования всей Вселенной. Сущность второго положения отражена И.С. Шкловским. «Огромное разнообразие звезд, включая сюда и нейтронные звезды, планеты, кометы, живую материю с ее невероятной сложностью и много еще такого, о чем мы сейчас не имеем даже понятия, – все, в конце концов, развилось из этого примитивного плазменного облака. Невольно напрашивается аналогия с каким-то гигантским геном, в котором была закодирована вся будущая, невероятно сложная история материи во Вселенной» [3: 92].

2. Поскольку протоматерию Земли могло возникнуть только из элементов окружающего мира, то все его дальнейшие трансформации должны рассматри-

ваться как результат *единого космического механизма*. Черда преобразований от газопылевого облака до вычленения геосфер обозначила тренд развития планеты, соответствующий термодинамике необратимых процессов. Направленность преобразований земного вещества (включая живое) – это есть *причинно-следственный ряд космической предопределенности*, который и отвечает понятию «**эволюция**».

3. Чтобы предметно говорить об *эволюции – биологической направленности* в истории становления биосферы, – необходимо обозначить ее «стартовую точку отсчета», – начальную стадию формирования Земли. Сценарий вероятного развития событий в преобразовании земного вещества нами изложен в [4]. Он строится на представлениях об окислении исходных элементов (их соединений) солнечным светом, – одной из главных движущих сил физико-химических процессов в протопланетном газопылевом сгущении на самом раннем этапе формирования планеты.

4. В результате *химической эволюции и эволюции первичных углеводов* (алканов) на Земле образовались устойчивые органические соединения – исходный материал уже для *биохимической эволюции*. Они обладали способностью образовывать сложные макромолекулярные соединения с открытой пространственной структурой. На этом этапе появился механизм идентичного воспроизведения (репликации), например нуклеиновых кислот, когда происходит не только образование новых молекул, но и их разделение. В результате геохимической эволюции на Земле появилось, образно говоря, некое «*Органическое Семя*», которое представляется как материальный носитель (геном) или генетический код информации, связанной с особой формой движения материи – **жизнью**. Он подобен «*наследственному коду*» кристаллизации, например, кварца, который независимо от своего исходного состояния всегда обеспечивает свойственные ему формы и сегодня, и миллионы лет назад.

5. В настоящее время популярна версия возникновения жизни на Земле, выдвинутая и обоснованная Э. Хансма (H. Hansma, University of California, Santa Barbara. См. например: <http://www.inauka.ru/news/article79393.html>). Анализ событий начинается с периода, *когда образовались уже первые белки, РНК, а затем и первые клетки*. Необходимые для этого условия, по ее мнению, существуют в тончайших зазорах между слоями слюды, помещенной в морскую воду.

Согласно нашей концепции, для обособления органических молекул с признаками живого существа необходимы такие условия, которые обеспечили бы высокую физико-химическую активность вещества как источник энергии преобразований в сложных молекулах. С этих позиций зона морского прибоя наиболее отвечает требованиям роли «*колыбели*» зарождающейся жизни. В береговой зоне взаимодействуют сразу три вида сред: литосфера, гидросфера, атмосфера. Происходит непрерывное механическое измельчение минерального вещества с активным его перемешиванием. Механиче-

ские удары волноприбоя порождают и стимулируют все виды реакций, а свежееобразованные поверхности тонко измельченных частиц отличаются повышенной сорбционной способностью и химической активностью.

6. В волноприбойной зоне взбивается пена. Вещественно-энергетический обмен, протекающий внутри пузырька, близко напоминает механизм действия живой клетки. Отсюда логично предположить, что устройство и принцип функционирования пузырька пены могли быть заимствованы живыми организмами из неживой природы. Иными словами (в отличие от взгляда Э. Хансма), не жизнь породила клетку, а именно в клетке (пузырьке!) зародилась жизнь. Пузырек пены – это прототип клетки, а клеточное строение живого вещества – отличительная особенность его от косного. Пузырек защищен со всех сторон, но не изолирован от внешнего мира: пленка пузырька – это полупроницаемая мембрана, способная на материальный обмен и пропускающая солнечный свет. Внутри пузырька формируется своя атмосфера, обогащенная CO₂ (вследствие утечки азота и кислорода), а проникающий солнечный свет инициирует фотохимические реакции [2]. К примеру, одноклеточный прокариот функционирует как оживленный пузырек пены, способный к индивидуальному метаболизму с окружающей средой.

7. Еще раз подчеркнем идею, что не жизнь обеспечила клеточное строение живого вещества, а жизнь зародилась в клетке, представленной пузырьком пены. Он, с его полупроницаемой мембраной, был уже готовым *механизмом метаболизма*. Пузырек является полным аналогом живой клетки. История эволюции свидетельствует о том, что живое вещество не изобретает новых способов или процессов: оно заимствует их из неживой природы, интенсифицируя своими силами. Так, *гем* зародился в неживой системе, а *гемоглобин* – порождение живого. Кроме того, обилие пены в зонах морского прибоя дает, во-первых, ключ к пониманию механизма: почему первоначально жизнь на Земле могла возникнуть не в форме *отдельных протоорганизмов*, а в виде *сообществ* – примитивных прокариотных систем (типа циано-бактериальных матов). Во-вторых, зоны морского прибоя различных климатических областей будут стимулировать *специфику биохимической эволюции* органического вещества каждого отдельно региона и, в конце концов, обеспечат *разнообразие форм проявления жизни*.

8. Произошедшие в докембрии преобразования земного вещества коренным образом изменили соотношения в функциональном взаимодействии геосфер. Биосфера в процессах саморегуляции планетарной системы начинает играть роль самостоятельного природного объекта. Жизнь на Земле не только использует для своего существования атмосферу, гидросферу и литосферу, но во многом сама уже активно влияет на ход их эволюции. Определяющим фактором становятся окислительные функции биосферы. С ее деятельностью связано становление кислородной атмосферы и стремительный рост абсолютной массы гидросферы (см.: [5]).

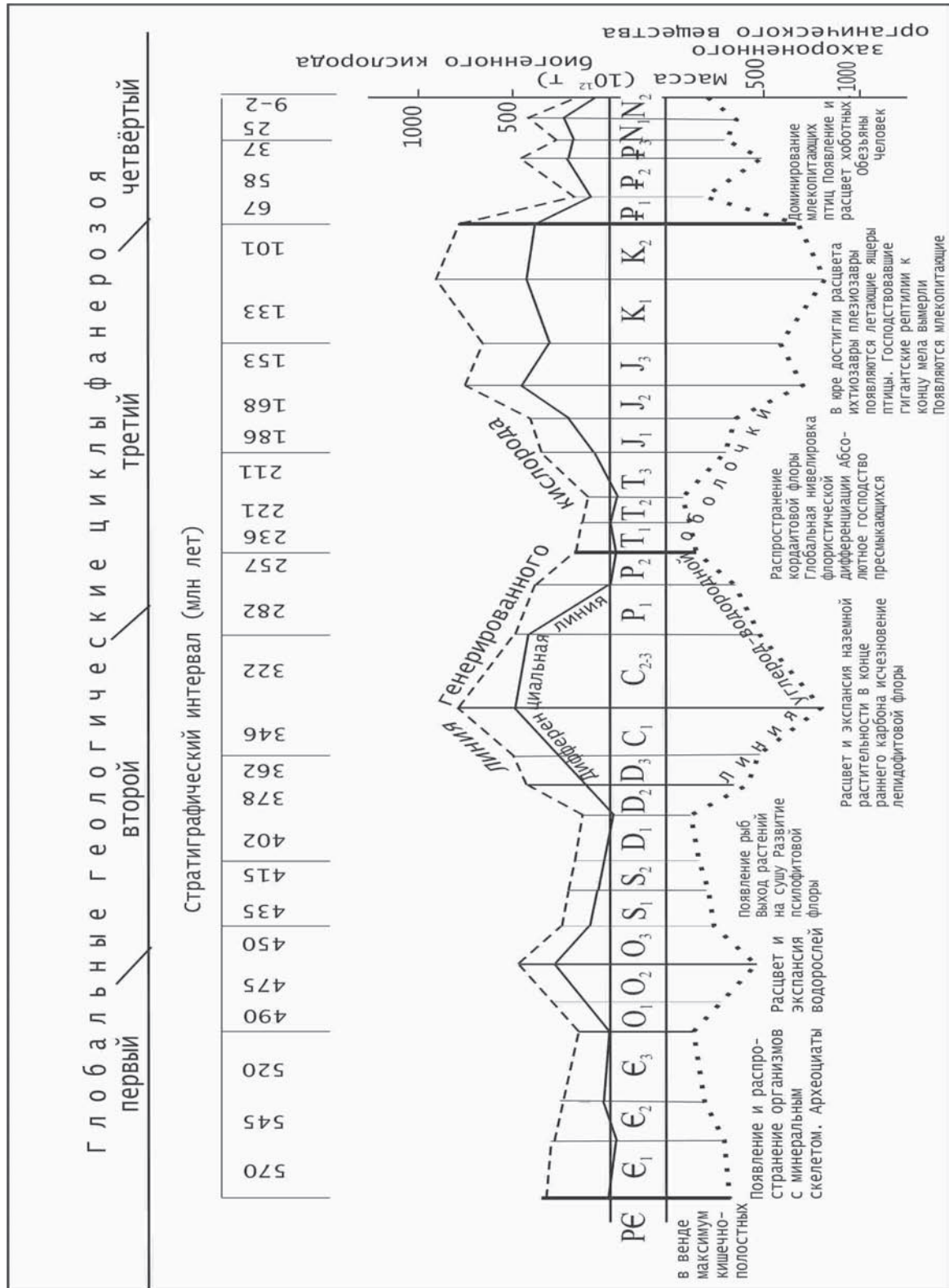


Рис. 1. Критические события необратимого развития биосферы на фоне периодичности падения и роста масштабов генерации биогенного кислорода при фотосинтезе и накопления органических остатков в недрах

9. Расчетные данные баланса генерации биогенного кислорода (по содержанию C_{org} в осадочных комплексах фанерозоя), нанесенные на стратиграфическую шкалу, выявили глобальные геологические циклы (ГГЦ), растянувшиеся до 170 млн лет. Графически

они представлены кривой, подобной синусоиде, как чередование периодов (в 50–70 млн лет) интенсификации и затухания фотосинтеза [5]. Из рис. 1 видно, что критические события в эволюции органического мира отражают два ключевых момента. Во-первых,

эти события ознаменовались новыми формами видообразования, став эпохальными вехами истории становления биосферы. Во-вторых, критические события необратимого развития органического мира также имеют периодичность в 50–70 млн лет и подчинены ГГЦ (до 170 млн лет).

10. Таким образом, периодичность критических событий геологической истории в десятки млн лет указывает на следующие обстоятельства:

1. В цикличность долговременного масштаба, выделенную по содержанию C_{org} , входят все важнейшие события фанерозоя: критические перемены в органическом мире, климате, фазы тектогенеза, эпохи различного типа осадконакопления, которые и лежат в основе расчленения геологической истории на эры.

2. Хронологическая корреляция между этими событиями говорит о том, что все они **не были случайными совпадениями**, а порождены и регламентируются общей причиной (см. также рисунок из другого доклада авторов данного сборника: «Проблемы эволюции в аспекте галацентрической парадигмы»).

3. Масштабность периодичности кардинальных событий биосферы в десятки миллионов лет может указывать на то, что **эта причина имеет внешнюю (по отношению к Земле) природу**.

Наша планета, как и сама Солнечная система, – всего лишь малая частица в структуре Галактики. Потому динамика преобразований земного вещества (и прежде всего живого) всецело зависит от особенностей орбитального движения Солнца и, следовательно, ритма его взаимодействия с главными элементами Млечного Пути. Один его оборот вокруг галактического ядра (источника грандиозной энергии) – как галактический год, оценивается в 170–200 млн лет. При прохождении Солнца по эллипсовидной орбите (эксцентрисически к ядру и синусоидально

относительно плоскости Галактики) в разных ее сегментах Земля будет получать различное количество энергии. Сектор с максимумом получаемой энергии от галактического ядра определяет кульминацию галактического «лета». В противоположной области (примерно через 90 млн лет) мощь энергетического потока от ядра будет ослаблена, что соответствует сезону галактической «зимы».

Ритмичность смены периодов затухания и роста накопления органических остатков в недрах определялась в 50–70 млн лет. Полный набор таких периодов с угнетенной и активной формами жизни образовали циклы до 170 млн лет, что хорошо согласуется с продолжительностью галактического года и его переходными сезонами между «зимой» и «летом».

Литература

1. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Проблемы теории эволюции и ее парадоксы // Философия науки. Новосибирск: Институт философии и права, 2008. № 1(36). С. 129–149. Режим доступа: http://www.philosophy.nsc.ru/journals/philscience/1_08/09_paraev.pdf
2. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Парадоксальность теории эволюции органического мира и тенденции ее решения // Уральский геологический журнал. 2009. № 4(70). С. 3–30.
3. Шкловский И.С. Вселенная, жизнь, разум. М.: Наука, 1987. 320 с.
4. Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Космогенные факторы развития земного вещества на стадии обособления геосфер // Избранные труды VI Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства-времени сложных систем. Новосибирск: ГЕО, 2008. С. 226–248.
5. Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вестник ОГГГН РАН. 2000. № 3. Режим доступа: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/3-2000/trophimuk.htm#begin

ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ В АСПЕКТЕ ГАЛАЦЕНТРИЧЕСКОЙ ПАРАДИГМЫ

В.В. Параев¹, Э.А. Еганов²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

1. Напомним, что один из принципиальных вопросов современного естествознания – «**что же такое эволюция и в чем ее суть?**» – так и остается не снятым с повестки дня. В настоящее время «эволюция» – это термин широкого пользования. В обобщенном виде он включает представление об изменениях в обществе, природе, их направленности, порядке, закономерностях. Им обозначают представление о **постепенных и непрерывных** качественных и количественных изменениях в отличие от **революции**.

Применительно к органическому миру термином «эволюция» вероятно можно обозначить высший ранг его развития, следующий вслед за «онтогенезом» и «филогенезом». Вместе с тем Г.А. Заварзин [1] предостерегает, что эволюция обычно рассматривается как основной закон возникновения разнообразия живых существ. «Поэтому она часто подменяется **филогенезом, представляющей биологический эквивалент генеалогии, отражающей отношение “предок – потомок”**» [1: 335].

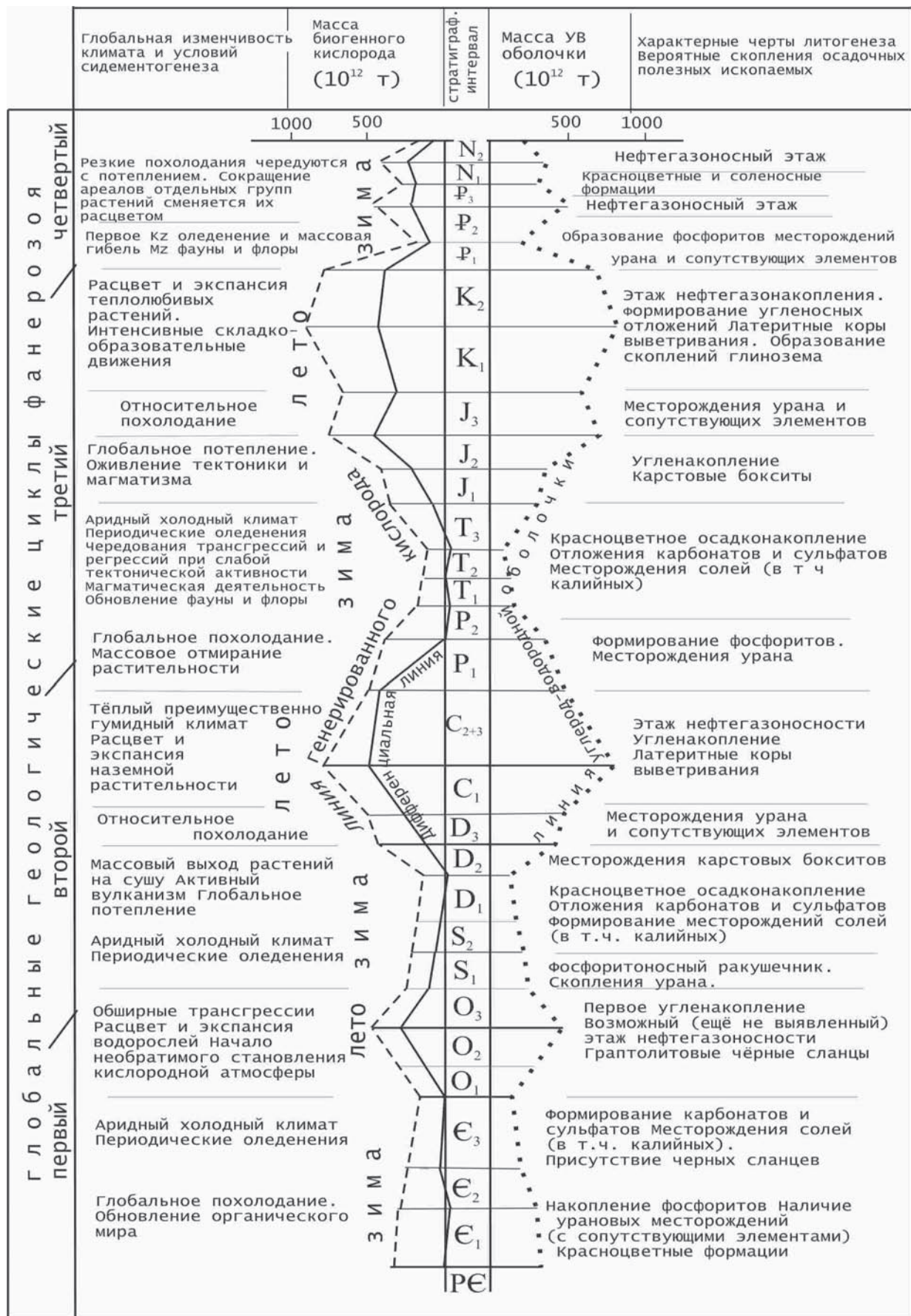


Рис. 1. Периодичность и цикличность геологических процессов в фанерозе

Понятие «эволюция» терминологически часто отождествляют со словами «развертывание» или «развитие». Однако, строго говоря, эти понятия не идентичны. Термин «развертывание» (лат. explicatio) еще неоплатониками трактовался только как процесс преобразования, в котором нет никакого нового возникновения и никакого уничтожения. Есть лишь смешение и разделение неизменных элементов, которые не возникают и не исчезают. «Развитие» (нередко подменяет «генезис» – происхождение), как правило, употребляется в значении восхождения от низшего (малозначащего) к высшему (полноценному), а также в противоположность «творению» – появлению из ничего, или формированию из хаоса.

2. Для анализа проблемы происхождения жизни и ее эволюции с научной точки зрения определенный интерес представляют два подхода, отражающих два разнополюсных мировоззрения: *механистический* и *виталистический*. Тот и другой имеют прямое отношение к пониманию сути проблем теории эволюции жизни на Земле.

Механистический подход появился в противовес телеологическому (от греч. *teleos* – цель) учению о целесообразном устройстве Природы, т.е. направленности ее развития. Механистическое мировоззрение объясняет развитие природы и общества в терминах и понятиях *материи* и *движения*, т.е. законами механической формы движения материи. Согласно теории механицистов, история жизни на Земле, включая все разнообразие видов, родов, классов, понимается исключительно с точки зрения физических условий ее протекания. Живая материя (жизнь) представляет собой не что иное, как *совокупность физических и химических элементов (молекул), их комбинаций*. В жизни нет никакой цели, в организмах отсутствует избирательность, где человек – просто высшее животное, а эволюция не имеет направленности (т.е. отрицается).

Витализм (от лат. *vitalis* – жизненный) – течение в биологии. Оно появилось во Франции в XVIII в. Была попытка объяснить постоянное *появление новых форм жизни* как неоспоримый факт эволюции. Поскольку предмет физической науки и предмет науки о жизни существенно отличаются друг от друга, то для дальнейшего развития биологии необходимо было определить принципиальное различие между «*физико-химическим объектом*» и *живым субъектом*. В качестве отличительного признака живого существа от неживого объекта было введено понятие о «*жизненной силе*» (лат. *vis vitalis*). Особенность этой силы в том, что она, выполняя функцию действующего фактора, от которого зависят все проявления жизни, сама оказалась недоступна для физико-химического анализа. Невозможность обнаружения «*жизненной силы*» и ее изучения экспериментальным способом послужило со стороны официальной науки главной причиной и поводом дискредитации идей витализма вообще.

Выдающийся французский философ, лауреат Нобелевской премии, А. Бергсон в своем главном монографическом труде «*Творческая эволюция*» (*L'Evolution créatrice*, 1907) поставил под сомнение справедливость самих предпосылок причинно-механической картины мира применительно к явлению жизни и эволюции. А. Бергсон доказывает [2], что в Природе нет шаблона, *нет фиксированной механически повторяющейся схемы*. Он приходит к выводу о том, что фундаментальным свойством Природы является *постоянство возникновения нового*.

3. В современном естествознании сформировалось два подхода в понимании «*эволюционной теории*» [3]. Со времен Дарвина утвердилось положение, что все организмы имели *единого предка*, а со временем (с преобразованием окружающей среды) постепенно видоизменялись. Такой подход в понимании эволюции стали называть *синтетической теорией эволюции* (СТЭ). Фундаментом СТЭ – ее начальным звеном – служат конкретные индивиды организмов в рамках вида с формированием подвидов. Согласно СТЭ механизм эволюции включается с низшего, элементарного уровня – со случайных мутаций. Организмы приобретают новые качества, меняющие генетический состав популяций, которые, в конце концов, ведут к видообразованию и возникновению новых групп более высокого таксономического ранга. Такая направленность именуется *восходящей, или эволюцией снизу*.

Но процесс преобразований видообразований можно расценить и с других позиций, учитывающих системный принцип противоположной направленности, когда развитие идет от общего к частному. Первопричина эволюционных преобразований видится в связке «*Земля – Солнце*». Ход эволюции задает высшая (относительно к живой природе) система – «*Земля – Солнце*», которая генерирует первоначальный импульс. Импульс этих изменений передается биосфере, улавливается и усваивается ей, а затем по нисходящей отражается в изменениях конкретных биоценозов, их видообразований и отдельных организмов. Такую эволюцию (в противовес СТЭ) называют *нисходящей, или эволюцией сверху* [3].

4. В рассмотренных трактовках эволюционной теории нет каких-либо определенных представлений о движущих силах эволюции, не решается вопрос о мотивации и энергетическом ее обеспечении. Л.П. Татарин [4], анализируя направления филогенетических исследований, констатирует: *во-первых, естественный отбор хоть и является главным, однако отнюдь не единственным фактором эволюции; во-вторых, многие процессы, вызывающие наследственные изменения, имеют случайный характер, что привносит в эволюцию черты физического хаоса*. Автор замечает, что *катастрофические вымирания, имеющие место в истории Земли, отчасти также носят случайный характер* [4: 521].

В предлагаемой концепции [3] мы даем свою интерпретацию природы этих «случайностей», что явились *причиной великих вымираний*, а, следовательно, и *движущей силой эволюции*. Показываем, что критические события в истории биосферы **не были случайны**. Планетарные катаклизмы и биосферные пертурбации имеют определенную закономерность, которая все же несет в себе черты «**механически повторяющейся схемы**». Она выразилась в периодичности их повторений на фоне глобальных геологических циклов.

5. Проведенный нами анализ динамики подобного рода катаклизмов [5] позволил выявить *глобальные геологические циклы (ГГЦ)*, регулярно повторяющиеся на протяжении всего фанерозоя. К проблеме их выделения мы подошли с позиций *концепции взаимодействия геосфер* по единому (*сквозному во времени*) геологическому признаку. Этим признаком стало содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в осадочных породах, отражающее степень богатства или ущербности живой природы и интенсивность процессов фотосинтеза в каждый период фанерозойской истории. Ритмичность смены периодов затухания и роста накопления органических остатков в недрах (как и накопление биогенного кислорода в атмосфере) определилась в 50–70 млн лет. Полный набор таких периодов с угнетенной и активной формами жизни образовали *циклы*, растянувшиеся до 170 млн лет (см. рис. 1).

6. Совпадение ГГЦ с продолжительностью геологических эр позволило выявить устойчивый ритм повторяющихся фаз тектогенеза, эпох определенного типа седиментации и рудонакопления, наблюдаемой периодизации в 50–70 млн лет изменений климата, великих вымираний и новых рождений в растительном и животном мире (см. рис. 1, а также рисунок из другого доклада авторов данного сборника: «*История биологической направленности как функция единого космического механизма*»). Выделяемые в стратисфере подобного рода ритмы, фазы эпохи, этапы геологических преобразований в десятки миллионов лет, мы называем *геогалами* (этимология производного от «*геологической*» и «*галактической*» природы). **Геогал** – это временной отрезок *галактического* цикла, измеряемый планетарным событием, вещественное содержание которого отражено в *геологической* летописи. Геогалы проявляются практически во всех геологических событиях долговременного и планетарного масштаба.

По расчетам фурье-анализа [6], гармоника Солнца при пересечении плоскости Галактики составляет

период до 79 млн лет. А гармонику с периодом в 150 млн лет авторы связывают с движением Солнца по эпициклу. В рамках этих представлений глобальные циклы до 170 млн лет и входящие в них геогалы можно с большой уверенностью также рассматривать как своеобразные *геологические метки* – следы от воздействия факторов, имеющих галактическую природу.

7. Эволюция земного вещества (включая живое) – это летописный след от взаимодействия связки «Земля – Солнце» с галактическими неоднородностями. Последствия таких взаимодействий отражаются на параметрах орбитального вращения Земли (*колебания ротационного режима, наклона оси ее вращения, возможна смена полярности магнитного поля*), которые в свою очередь влекут за собой глобальные изменения климата, тектоническую перестройку лика планеты. Они выполняют роль возбуждающего импульса в процессах дестабилизации, создающей кризисные ситуации и пертурбации в биосфере. События планетарного масштаба с периодичностью в десятки млн лет (изображенные на рисунках) носят *синусоидальный* характер в виде *механически повторяющейся схемы*, на отсутствие которой в своих построениях опирался А. Бергсон [2]. Причины этой периодичности коррелируются с гармоникой движения Солнца по эпициклу и ритмом его пересечений плоскости Галактики.

Литература

1. Заварзин Г.А. Бытие и развитие: эволюция, сукцессия, ха-эссентас // Вестник РАН. 2007. Т. 77, № 4. С. 334–340.
2. Бергсон А. Творческая эволюция. М.: Кучково поле, 2006. 384 с.
3. Параев В.В., Молчанов В.И., Еганов Э.А. Философский аспект проблемы происхождения и эволюции жизни // Философия науки. Новосибирск: Институт философии и права, 2009. № 3 (42). С. 140–165.
4. Татаринев Л.П. Современные тенденции в развитии филогенетических исследований // Вестник Российской академии наук. 2004. Т. 74, № 6. С. 515–523.
5. Параев В.В., Молчанов В.И. Глобальные геологические циклы и катаклизмы в фанерозойской истории Земли // Избранные труды IV Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства-времени сложных систем. Новосибирск: СО РАН, Ин-т математики им. С.Л. Соболева, 2004. Т. 2. С. 73–89.
6. Чуйкова Н.А., Семенов К.В. Зависимость частоты инверсий геомагнитного поля от положения Солнечной системы в Галактике. // Труды Гос. астроном. ун-та им П.К. Штернберга. 1996. Т. 65. С. 136–147. Режим доступа: <http://lnfm1.sai.msu.ru/~chujkova/Tru-di/kirill.htm>

ВИД И ВИДООБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЗМОВ (НА ПРИМЕРЕ ФОРАМИНИФЕР)

В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева, Г.М. Татьянин

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Теория эволюции органического мира обоснована множеством данных. Используя, в числе прочих, палеонтологические данные и находки, в том числе ископаемые микроорганизмы, мы получаем основу для изучения общих закономерностей развития органического мира. В своей работе для этой цели мы используем фораминиферы. Это наиболее многочисленный и разнообразный класс морских простейших животных, прошедших большой и сложный путь эволюционного развития, начиная с кембрийского периода до настоящего времени.

В результате всестороннего исследования этих организмов и их видообразования сложилось определенное представление об объеме вида – основного их таксономического подразделения. Вид (палеонтологический) обладает совокупностью морфологических признаков, имеет определенную

экологическую нишу, ареал обитания и стратиграфический диапазон. Для выделения вида, как и других таксонов, необходимо учитывать 5 основных критериев: 1) морфофункциональный; 2) онтофилогенетический; 3) геохронологический; 4) палеогеографический; 5) палеобиогеографический. Первый из указанных критериев – **морфофункциональный** – является основным при исследовании всех групп фораминифер.

По степени морфофункциональной организации установлены 4 группы сложности, которым соответствуют те или иные высшие таксоны: I – примитивная; II – усложненная; III – сложная; IV – сверхсложная. Усложнение морфологического строения раковин фораминифер согласуется с усовершенствованием их общей организации и увеличением разнообразия и скорости эволюции на протяжении фанерозоя.

ГРУППЫ	ТАКСОНЫ
I. Примитивная	Astrothizida Ammodiscida
II. Усложненная	Haplophragmiidea Textulariida Ataxophragmiida
III. Сложная	Miliolida Lagenida Rotaliida Buliminida
IV. Сверхсложная	Globigerinida Fusulinida

Усложнение морфологического строения раковин высших таксонов фораминифер, показанное по 4 группам, согласуется с общим повышением их организации и разнообразия на протяжении фанерозоя.

Основными морфологическими признаками первого критерия являются:

- 1) строение раковин;
- 2) состав и строение стенок;
- 3) характер пористости стенок.

Все указанные признаки взаимосвязаны, однако для каждой группы один из них является ведущим [1].

Скорость эволюции организмов не оставалась постоянной. На основании исследования фораминифер по скорости эволюции выделены три основные категории, которые могут быть прослежены и среди других органических форм: 1 – категория ускоренной эволюции (планктон, нектон и частично подвижный бентос); 2 – категория умеренной эволюции (подвижный бентос); 3 – категория замедленной эволюции (медленно передвигающийся и сидячий бентос).

Мы попытались найти объяснение, почему организмы первой категории ускоренно эволюционировали. Она охватывала подвижные формы, которые

при своей миграции скорее попадали в активные зоны Земли – рифтовые зоны, разломы. Здесь имелись повышенный радиационный, тепловой фоны и другие катализаторы, что приводило к различным мутациям. Далее, по Ч. Дарвину, шло приспособление организмов к условиям внешней среды [2].

Одно из катастрофических вымираний организмов на границе мела и палеогена коснулось наиболее специализированных форм, находящихся в большей степени на третьей стадии развития (1 – появление, 2 – расцвет, 3 – угасание). Это преимущественно глоботрунканы, аммониты, белемниты, динозавры и др., которые к этому времени достигли достаточной специализации и исчерпали свой жизненный потенциал. По скорости эволюции, как указывалось, они относятся к первой категории. Большинство организмов второй и третьей категорий, эволюционирующих медленнее, в это время не столь резко специализировались. Они соответствовали стадиям появления либо расцвета и прошли этот рубеж мела-палеогена без заметных изменений. Для примера можно привести изученные агглютинированные с кварцево-кремнистой стенкой гаплофрагмониды, которые продолжали без замет-

ных изменений свое развитие, сохранив в палеогене основные родовые таксоны, хотя видовой состав почти полностью обновился [1, 3, 4].

В целом умеренно развивающиеся гаплофрагмоидиды представляют сравнительно продвинутые в эволюции организмы, становление которых началось с позднего палеозоя и ранней юры, расцвет – в поздней юре, мелу и палеогене, а угасание – с неогена до настоящего времени.

Исследованные виды четырех родов фораминифер из семейства гаплофрагмоидид, возникшие на протяжении мелового периода, несут одни и те же морфологические изменения. Это взаимосвязано с одинаковым влиянием внешних условий обитания на их разные таксоны, что привело к возникновению сходных признаков у видов четырех исследованных родов. Параллельные ряды изучены на примере онтогенеза родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Cribrostomoides* в меловом периоде. Изучая филогению гаплофрагмоидид, куда входят эти роды, можно видеть, как не случайно возникают новые таксоны. Выбор более устойчивых экземпляров популяции нового вида пополняет генетический фонд отдельных родов и семейства в целом [3, 5].

Появление новых качественных видовых признаков, повышающих организацию гаплофрагмоидид, происходило сравнительно кратковременно (ароморфоз) и обычно приурочено к завершению эпох тектогенеза и к началу новых этапов, сопряженных с рубежами геохронологических подразделений. Затем следовал более длительный период морфофункционального приспособления организмов (идеоадаптация), и подготавливался качественный скачок к появлению новых таксонов, приуроченный к геологическим событиям [6].

Нами выяснено, что в период идеоадаптации скорость эволюции организмов также обусловлена попаданием, в основном, планктонных, нектонных и, в меньшей мере, бентосных форм в зоны разломов с повышенной радиацией, тепла и другими катализаторами, что привело к усилению мутагенеза и появлению путем естественного отбора, по Ч. Дарвину, новых видов [2, 6, 7].

Рассматривая учение Ч. Дарвина о происхождении видов в результате естественного отбора, можно отметить, что в его работе основным является положение о некотором расхождении признаков по типу дивергенции. При изучении фораминифер по этому направлению (дивергенция) можно привести пример образования географических подвидов, а в дальнейшем и самостоятельных видов, которые образовались

от общих предковых форм. Подобные виды, распространенные в разных географических провинциях, но имеющие черты морфологического сходства, являются так называемыми видами-викариантами, или сходными видами [4, 7].

На палеонтологическом материале подтверждается эволюционная концепция, основанная на принципе градуализма [8], т.к. она рассматривает в качестве движущих сил эволюции внутреннее стремление организмов к совершенствованию, способность организмов к целесообразным наследственным реакциям на изменение внешних условий обитания. Это так называемый принцип наследования благоприобретенных признаков.

В заключение следует отметить, что изучение фораминифер внесло существенный вклад в решение проблемы видообразования и в целом в представление об эволюции организмов.

Литература

1. *Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.
2. *Подобина В.М., Татьяна Г.М.* Факторы эволюции организмов (на примере фанерозойских фораминифер Западной Сибири) // Материалы I междунар. симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск, 24–28 ноября, 1997. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 21–22.
3. *Подобина В.М.* Систематика и филогения гаплофрагмоидид. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. 90 с.
4. *Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 388 с.
5. *Стегний В.Н.* Проблемы макроэволюции и теория параллелизмов А.А. Заварзина // Эволюционная биология: Материалы II Международной конференции «Проблема вида и видообразование» / Под ред. В.Н. Стегния. Томск: Томский государственный университет, 2002. Т. 2. С. 20–27.
6. *Подобина В.М., Kseneva T.G.* Organic evolution regularities exemplified by Cretaceous foraminifera in Western Siberia // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск, 12–15 ноября 2001 г. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 296–298.
7. *Подобина В.М., Татьяна Г.М.* Species formation and evolution of organisms (on the pattern of foraminifera) // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск, 12–15 ноября 2001 г. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 30–33.
8. *Lamarck J.B.* Système des animaux sans vertèbres, ou tableau général des classes, des ordres et des genres des ces animaux. Paris, 1801. 432 p.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ САМОРАЗВИТИЯ БИОСФЕРЫ

А.В. Попов

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

1. Одним из фундаментальных общенаучных положений является понятие о структурных уровнях развития материи. Уровни эволюции материи отражают общий поступательный ход ее развития. Каждая последующая ступень развития более сложна, чем предыдущая, и представляет собой качественно новую стадию развития. Низшие уровни организации обуславливают появление качественно новых, более совершенных форм движения, возникающих на базе взаимодействия низших форм. **Высшие формы движения несводимы к низшим формам движения.** Высшие формы движения не уничтожают закономерности, свойственные низшим формам, но включают их в себя, подчиняя новой форме движения, которая на данном уровне организации материи является ведущей.

2. **Биологическая форма движения**, являющаяся высшей формой движения материи, определяется фундаментальным процессом – **размножением**, т.е. расширенным воспроизводством организмов, создающим постоянный дефицит ресурсов для существования.

3. **В фундаменте эволюции** как специфической формы биологического движения лежит размножение организмов, **ведущее к отбору, который обуславливает эволюционное преобразование организмов.** Процесс эволюции происходит непрерывно благодаря непрерывности конкуренции, обусловленной размножением.

4. **Основное направление эволюционного процесса и его особенности определяются борьбой (соревнованием) между группами организмов, главная сущность которой в достижении преимущества над другими группами организмов.** Отношение к среде преломляется через это соревнование. Сущность эволюции проявляется в направлении неограниченного прогресса, заключающегося в последовательной смене доминантных групп и проявляющегося в общем виде в усилении активности организмов и других биосистем и биосферы в целом [3, 4].

5. **Популяционный процесс (микроразвитие) составляет только исходный материал для макроэволюции**, которая находит непосредственное отражение в палеонтологических остатках [3, 4].

6. **Эволюция биосферы, протекающая в гигантских временных и пространственных интервалах, осуществляется в двух неразрывно связанных системах (подсистемах): дискретной (корпускулярной), представленной множеством организмов со свободными связями, и жесткой системой с фиксированными связями своих звеньев, проявляющейся**

в строении каждого отдельного организма. Эволюционные преобразования двух фундаментальных разновидностей организации живого, представленных, с одной стороны, взаимодействием множества организмов, а с другой – жестким строением отдельного организма, обеспечивают поступательное развитие живого от популяции до биосферы в целом. Тесное сочетание этих дополняющих друг друга организаций живого, обеспечивающее широкий простор для отбора на всех уровнях, открыло путь для прогрессивной эволюции, которая привела к появлению качественно нового образования – ноосферы [3, 4].

7. **Структура организма (архетип)**, в которой запечатлеваются все эволюционные изменения, произошедшие на протяжении многих миллионов лет, оказывает существенное **влияние на ход и исход филогенетического преобразования** групп. Эволюционные преобразования жесткой структуры организма **требуют длительного и направленного отбора**, который создает только соревнование (конкуренцию) между организмами [2, 5, 6].

8. **Эволюционный процесс может быть расшифрован только в рамках биосферы.** Эволюционная структура биосферы образована эволюцией сменяющихся доминантных групп, жестко конкурирующих друг с другом и одновременно подавляющих медленно эволюционирующие группы, закрывая им путь к прогрессивному развитию. В рамках конкурентных отношений развиваются пищевые связи [6].

9. **Эволюция биосферы делится на два этапа:** на первом этапе главную роль играли **морфофункциональные усовершенствования** структуры организма, а на втором основу эволюции составляло **развитие мозга** (церебральный этап), который предопределил **появление человека и нового образования – ноосферы** [6].

Структура организма, дифференцированная на обособленные компоненты, не может под действием отбора меняться равномерно, плавно, как аморфное вещество. Это является одной из главных причин неравномерности, цикличности эволюции. Исследование эволюционного процесса показывает огромное значение характера формирования **пространственной структуры организма** (архетипа), особенно его начальных стадий, которые определяют его дальнейший филогенез. Отрицательные или положительные свойства начальных стадий в полной мере сказываются только по прошествии многих миллионов лет. Впервые эти явления были описаны В.О. Ковалевским (адаптивная и инадаптивная эволюции). Отрицательные особенности пространственной организации прекрасно иллюстрируются филоге-

незом внешнераковинных (моллюски, артроподы). Внешний скелет, жестко ограничивающий внутреннее пространство организма, существенно затрудняет его эволюционное преобразование, которое связано с перераспределением пространственного размещения звеньев организма. Размещение компонентов организма в замкнутом пространстве жестко ограничено также последовательностью онтогенеза, что еще больше затрудняет эволюцию группы.

Эволюция доминантных групп стала определяться конкуренцией между архетипами, в которых ведущую роль играло развитие мозга. Доминантные группы оказывали *угнетающее давление* на группы, занимающие нижние этажи биосферной структуры, закрывая им путь к прогрессивному развитию. Наиболее ярко эволюционное развитие фанерозойской биосферы проявилось в стремительном, прогрессивном развитии доминирующих групп тетрапод, которое завершилось возникновением качественно новой планетарной системы – ноосферы. **Ноосфера** была образована только одним видом – человеком, но начала оказывать мощное влияние на биосферу в целом.

Доминантные группы, эволюционирующие в направлении неограниченного прогресса, составляли наиболее активное звено пищевых отношений биосферы, образуя вершину иерархии консументов. Последовательная смена доминантных групп являлась главным двигателем эволюции не только сложной цепи консументов, но и преобразования биосферы в целом. Успех в эволюционном развитии доминирующих групп позвоночных существенным образом сказывается и на эволюции системы биоценологических отношений, структура которых образована пищевыми отношениями (продуценты, консументы, редуценты).

Внутренняя конкуренция между организмами заставляет их не только приобретать преимущества в развитии приспособлений общего характера (мозга, ЦНС, терморегуляции, пищеварения, дыхания, размножения), от которых зависит общая активность и жизнеспособность организма, но и совершенствовать приспособления, непосредственно связанные с конкретной внешней абиотической средой. Это наиболее сильно отражается в строении формы тела организма, его локомоторном аппарате, а также влияет на особенности формирования органов дыхания, телерецепторов и других приспособлений.

На планете есть три среды, фундаментально отличающиеся друг от друга: водная, сухопутная и воздушная, которые определяют наиболее существенные различия в форме тела, способах движений, дыхания и особенностях телерецепторов. Естественно, в тонкой системе взаимосвязей организмов нельзя провести резкой границы между эволюционными преобразованиями, происходящими под действием внутренних или внешних факторов. Но ведущую, определяющую роль в общем потоке эволюционных преобразований структуры организма играют приспособления, дающие преимущества над другими организмами.

Такие приспособления в конечном счете отражаются в совершенствовании общего организующего центра – **мозга и ЦНС**.

В процессе эволюции жизнь освоила последовательно три фундаментальных среды: водную, сухопутную и воздушную. Наиболее благоприятной для развития групп, отличающихся высоким уровнем организации, оказалась сухопутная среда, представители которой стали осваивать как водную среду, так и воздушную, но уже на новом уровне организации. Сухопутная среда, обладающая большим разнообразием, способствовала возникновению значительного биоразнообразия, из которого выделились доминантные группы, определившие общую эволюционную структуру биосферы. Сухопутная абиотическая среда стала производной для трех крупных биосферных ландшафтов (биоценозов) – лесного, степного и горного, а также широтных климатических поясов, имеющих на полюсах отрицательные температуры. Если степной ландшафт способствовал развитию узкоспециализированных форм (копытные травоядные и хищники), то горный и особенно лесной ландшафты способствовали возникновению новых разнообразных форм. Именно из леса вышли приматы. Существенно более многообразная и сложная обстановка нашла свое отражение как в развитии мозга, так и в формировании более гибкого локомоторного аппарата.

Аквабиосфера. Ранний этап биосферы связан исключительно с водной средой, которая являлась наиболее благоприятной субстанцией для возникновения и развития самых разнообразных форм жизни. Существование Мирового океана со стабильными физико-химическими характеристиками, наличие в нем течений, способствующих расселению, и относительная неразвитость первых биосферных связей обусловили слабую пространственную дифференцированность ранней аквабиосферы. Появление ароморфно продвинутой группы – **рыб** – ознаменовалось мощной вспышкой радиации. Необходимость быстрых целенаправленных согласованных движений и перемещений в пространстве с неизбежностью вызывает формирование и совершенствование таких приспособлений, как разнообразные телерецепторы, позволяющие точно ориентироваться в пространстве, и, конечно, нервной системы, ответственной за согласованные действия всех структур организма.

Перемещение организма в пространстве содержит обязательное планирование своих действий, что предполагает формирование соответствующего органа – **мозга**, который, начиная с силура, определял основные особенности эволюционного процесса биосферы. Появление конечного мозга двух типов развития – **эвертированного и инвертированного** – определило совершенно разные пути филогенетического преобразования крупных групп позвоночных [1, 7]. Развитие мозга у лучеперых рыб, развивающихся по эвертированному типу, выразилось в замыкании желудочков, т.е. в исчез-

новении пространства для дальнейшего свободного преобразования структур мозга. Группы, развивающиеся по инвертированному типу (хрящевые рыбы и тетраподы), у которых сохранились желудочки мозга, эволюционировали в направлении неограниченного прогресса, приведшего к **появлению ноосферы**. Сохранение желудочков обеспечивало свободное развитие структур конечного мозга.

Биосфера суши. Уровень развития органического мира к концу силура достиг такой степени, что организмы оказались способными к завоеванию новых зон обитания, существенно отличающихся по физико-химическим условиям от аквабиосферы. На суше в полной мере проявляется закон тяготения, сильно влияющий на морфофизиологические особенности организма. Жизнь в газовой среде, в условиях резкой и быстрой смены температур требует специальных приспособлений. Для суши характерна значительная дифференцированность физико-географических обстановок с весьма широким диапазоном условий.

Тетраподы. Наиболее ярким и мощным прогрессивным развитием отличались наземные позвоночные. Здесь наблюдается последовательный ряд ступеней подъема организации у групп от земноводных до млекопитающих, занимающих верхние этажи трофической пирамиды. После расцвета в карбоне и перми земноводные уступают место более развитой группе – пресмыкающимся, а последние в кайнозой – млекопитающим, которые являются наиболее высоко развитой группой животных. Они характеризуются интенсивным обменом веществ, дифференцированной зубной системой, высоким развитием органов чувств, усовершенствованным кровообращением (**теплокровием**), живорождением и, что очень важно, высоким развитием нервной системы, особенно головного мозга. Все это значительно расширяет среду обитания млекопитающих, которые захватывают новые биоты. Приобретение теплокровия плацентарными в сочетании с высоким уровнем развития интегрирующего центра – мозга – существенно подняло их конкурентные возможности по сравнению с другими доминантными группами позвоночных (рептилиями и земноводными). Новый уровень независимости от среды обитания позволил теплокровным не только значительно продвинуть ареалы обитания в высокие широты и усилить свою климатическую сезонную адаптивность, но и обусловил их круглосуточную активность. Часть теплокровных млекопитающих стала ночными хищниками, в то время как амфибии

и рептилии в ночное время теряют активность из-за понижения температуры среды.

Воздушная среда предъявляет особенно жесткие требования к форме тела и полетному весу организма. Первыми из позвоночных воздушную среду освоили птерозавры, а затем их вытеснили птицы. Конечный **мозг птиц** по уровню развития заметно превосходит мозг рептилий и приближается к мозгу млекопитающих. Конечный мозг птиц развивался по инвертированному типу, но латеральные желудочки выражены слабо. Определенные отставания в развитии конечного мозга у птиц, в сравнении с млекопитающими, связаны с жестким ограничением веса организма и пространства для конечного мозга.

Ноосфера – качественно новый этап эволюции биосферы, который характеризуется возникновением сферы разума. **Осознание человечеством** необходимости смены отрицательных отношений, царящих в обществе в духе дарвиновской борьбы за существование, на положительные подготовило условия для восприятия и развития системы **истин (Слово)**, соответствующей качественно новым условиям эволюции общества людей. Положительные отношения между людьми, обеспечивающие сохранение всего ценного в каждом человеке, наиболее рациональны для всего человечества.

Предлагаемая картина эволюции биосферы носит эскизный характер и касается только ее фундаментальных особенностей.

Литература

1. *Андреева Н.Г., Обухов Д.К.* Эволюционная морфология нервной системы позвоночных: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1991. 293 с.
2. *Попов А.В.* О принципах и особенностях этапности развития организмов // Тезисы докладов 18 сессии ВПО. Л., 1972. С. 77–79.
3. *Попов А.В.* Общая палеоэкология // Глобальная палеоэкология: Учеб. пособие / Ред. Г.Н. Киселева. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. С. 109–126.
4. *Попов А.В.* Эволюция как саморазвивающаяся система: Учеб. пособие. СПб., 2006. 152 с.
5. *Попов А.В.* Основные этапы эволюции аквабиосферы // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7. 2007. Вып. 2. С. 59–69.
6. *Попов А.В.* Об отражении закономерностей эволюции в систематике // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2008. Вып. 2. С. 42–49.
7. *Ромер А., Парсонс Т.* Анатомия позвоночных: В 2 т. / Пер. с англ. А.Н. Кузнецова, Т.Б. Сидоровой. М.: Мир, 1992. Т. 2.

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СТИГОБИОНТНЫХ БОКОПЛАВОВ *CRANGONYX CHLEBNIKOVII* BORUTZKY, 1928 (CRUSTACEA, AMPHIPODA)

О.С. Старова, Н.Н. Паньков

Пермский государственный университет, г. Пермь, Россия

Известно, что пещеры отличаются исключительным постоянством условий существования, структура и функциональная организация экосистем в подземных пустотах предельно проста, а сами они мало зависят от событий, протекающих на дневной поверхности. Это имеет следствием резкое ослабление борьбы за выживание и снижает темпы эволюционного процесса. В результате, во многих пещерах сохраняются остатки древней жизни, осколки фаун, давно погибших на поверхности земли, что дает благодатный материал для реконструкции фауногенетических событий и понимания общих закономерностей эволюции биоты [1].

Из числа известных обитателей пещер Урала и Приуралья специализированными стигобионтами являются только крангониксы Хлебникова *Crangonyx chlebnikovi* Borutzky, 1928. Это небольшие бокоплавы молочного или грязно-белого цвета. Длина половозрелых форм достигает 20–27 мм, а их вес изменяется в пределах 25,6–107,0 мг. Они лишены глаз и не могут воспринимать свет. На месте органов зрения остались лишь бесформенные скопления желтоватого пигмента. Подобно другим подземным жителям, крангониксы Хлебникова утратили способность синтезировать кутикулярные пигменты. Цвет рачков объясняется беловатыми мышечными волокнами, просвечивающими через стекловидно-прозрачные покровы тела.

В наши дни крангониксы Хлебникова известны из Большой Мечкинской, Кунгурской ледяной, Малой Кунгурской, Бабиногорской и Ординской пещер, двух родников в долинах рек Иргины и Суксунчика и одного из колодцев в поселке Брехово. Изученная на сегодняшний день область распространения этих рачков ограничивается Кунгурским, Ординским и Суксунским районами Пермского края. Совокупность находок крангониксов Хлебникова позволяет утверждать, что они обладают исключительно узким ареалом, границы которого, скорее всего, не выходят за пределы северной оконечности Уфимского плато, известной как область распространения классического карбонатно-гипсового карста. Своей эндемичностью и локальностью распространения *C. chlebnikovi* резко выделяется из современной гидрофауны Урала и Приуралья, для которой свойственно преобладание широкоареальных видов и низкая специфичность [3–5, 9].

Проблема происхождения крангониксов Хлебникова представляет интерес, прежде всего, с позиций понимания конкретных путей и общих закономерностей формирования гидрофауны Урала и Приуралья. В условиях практически полного отсутствия палеонтологических свидетельств возможность прибли-

зиться к ее решению дает лишь анализ современных ареалов родственных форм.

Крангоникс Хлебникова относится к семейству Crangonyctidae надсемейства Crangonyctoidea, занимающего достаточно обособленное положение в отряде Amphipoda [3, 9]. Принадлежность этого вида к роду *Crangonyx* Bate, 1859 вплоть до недавнего времени не вызывала сомнений, однако теперь с достаточными основаниями можно говорить о необходимости выделения его, вместе с дальневосточным *Crangonyx arsenjevi* Derzhavin, 1927, в отдельный недавно описанный род *Amurocrangonyx* Sidorov et Holsinger, 2007. Рачки рода *Amurocrangonyx* отличаются от *Crangonyx* s. str. более крупными размерами (20–25 мм против 8–10), строением уropод 3 и другими, более частными признаками [8].

Изолированные и, как правило, небольшие фрагменты ареала надсемейства Crangonyctoidea разбросаны по всему свету. Они известны из обеих частей Голарктики (включая ряд континентальных островов), Индии, Северной и Южной Африки, Мадагаскара, Новой Зеландии и Австралии. Явно реликтовый их характер, значительная удаленность друг от друга и далеко зашедшая морфологическая дифференциация рачков в географических изолятах свидетельствуют о большой древности надсемейства Crangonyctoidea и широком распространении его представителей в континентальных водах в далеком прошлом [4, 5].

По-видимому, обособление филогенетической ветви Crangonyctoidea от общего ствола Gammaridae s. lat. завершилось не позднее раннего мела, когда Лавразия еще имела тесный квази-сухопутный контакт с Гондваной. Без подобного допущения, учитывая низкую способность амфипод к расселению, очень трудно объяснить присутствие представителей надсемейства в северных лавразийских и южных гондванских землях одновременно [4, 5]. Некоторые специалисты в своих гипотезах идут еще дальше, предполагая в качестве прародины крангониктоидов суперконтинент Пангею. В этом случае формирование надсемейства должно было завершиться еще до разделения Пангеи на Лавразию и Гондвану, т.е. в триасе или ранней юре [7].

Как известно, различия фаун Голарктики и остальной части мировой суши достаточно рельефно проявляются на уровне семейств, что объясняется независимой эволюцией лавразийской и гондванской фаун в позднем мелу и раннем палеогене. Крангониктоиды в этом отношении не представляют исключения: ряд составляющих этот таксон семейств приурочен,

целиком или главным образом, к Голарктике, ряд – к южным гондванским землям. В это время эволюция Голарктики протекала на фоне незавершенного раскола Лавразии, когда Северная Америка и Европа, перемещаясь друг относительно друга, еще сохраняли устойчивую континентальную связь, что и обусловило единство таксономической основы голарктической биоты [2].

К числу форм, ограниченных в своем распространении Голарктикой, относится и семейство Crangonuctidae [6], что определенно указывает на Лавразию как центр происхождения этого таксона [3–5, 9]. Указанное положение иллюстрируется и палеонтологическими данными: древнейшие представители семейства, относящиеся к вымершему роду *Palaeogammarus*, известны из балтийского янтаря, имеющего эоценовый возраст [6].

Дальнейшая история крангониктид может быть реконструирована следующим образом. В олигоцене, вместе с ликвидацией Гренландско-Исландско-Фарерского моста, континентальная связь Европы и Северной Америки прекратила свое существование. Начиная с этого времени, прежде единая евразийская биота распадается на две части – европейскую и американскую, при этом каждая из них развивается в относительной независимости от другой. Как напоминание о мезозойском и раннекайнозойском этапе эволюции в современной голарктической фауне и флоре обнаруживаются европейско-американские связи – таксоны с ареалами европейско-американского дизъюнктивного типа [2]. Из числа крангониктид к таковым относится *Crangonyx s.str.*, представители которого распространены в Западной Европе (включая Британские острова и Исландию), Северной Африке и Северной Америке (преимущественно в ее восточной части). В этом отношении особенно примечательна недавняя находка в подземных водах Исландии *Crangonyx islandicus* Svavarsson, Kristjansson, 2006, недвусмысленно доказывающая, что воды некогда существовавшего Гренландско-Исландско-Фарерского континентального моста были заселены крангониксами.

Специального обсуждения заслуживает столь же недавняя находка *Crangonyx africanus* Messouli et al., 2006 в подземных водах западной части Марокко [7]. Этот вид морфологически близок к североамериканским крангониксам группы *gracilis* и отличается от западноевропейских крангониксов группы *subterraneus*. Это позволило авторам первоописания *C. africanus* отнести формирование группы *gracilis* ко времени существования Пангеи, т.е. к началу мезозоя. Учитывая, что Северная Африка населена типичной европейской фауной и лишена элементов с явными гондванскими корнями, это утверждение едва ли можно считать верным [3].

По мнению специалистов [2], в раннем палеогене на территории Европы была распространена субтропическая биота, на основе которой в олигоцене и мио-

цене сформировался эколого-исторический тип фауны и флоры, известный под названием полтавской биоты. В начале неогена, в результате прогрессирующего похолодания, произошло отступление полтавской биоты и ее замещение более умеренными тургайскими формациями. В результате, границы распространения полтавской биоты в Европе ограничились ближайшей периферией Средиземноморского бассейна и одновременно сдвинулись к югу на окраины Северной Африки. Остатки полтавской биоты сохраняются до наших дней в системе рефугиумов, в том числе и на территории Марокко [2].

Таким образом, ареал современного *C. africanus* явно тяготеет к одной из областей консервации полтавской биоты как прямой наследницы древнего этапа эволюции Голарктики. По-видимому, обособление группы *gracilis* от общего ствола *Crangonyx* произошло не позднее раннего олигоцена, когда Европа еще имела тесный квази-сухопутный контакт с Америкой, а предки *C. africanus* попали на Африканский континент значительно позже, уже в миоцене, не оставив потомков на территории Европы. В таком случае следует признать, что группа *gracilis* имеет своеобразную разновидность ареала европейско-американского дизъюнктивного типа, характерного для ряда таксонов позднемиоценового и раннепалеогенового возраста.

Обособление рода *Amurocrangonyx*, вместе с *C. chlebnikovi*, от общего ствола рода *Crangonyx s.lat.*, по-видимому, следует датировать поздним мелом и ранним палеогеном. Формирование этой группы, судя по локализации ареалов составляющих ее видов, происходило в азиатской части континента, изолированной в то время от Европы водами эпиконтинентального моря, раскинувшегося на территории современной Западной Сибири [2]. Во второй половине олигоцена Западно-Сибирская низменность освободилась от морских вод, и по ее северной окраине на запад устремился поток переселенцев из восточной части Палеарктики, достигая при этом разных географических рубежей. Вероятно, в этом процессе приняли участие и предки современных крангониксов Хлебникова, мигрировавшие в составе тургайской биоты.

Историческая связь этих рачков с тургайскими формациями детально обоснована в серии работ [3–5]. Известно, что биота тургайского типа в своих основных чертах сложилась еще в раннем палеогене в горах и высоких широтах Восточной Азии, и тогда отличавшихся сравнительно суровым климатом. Впоследствии, в связи с общепланетарным похолоданием, тургайская биота вышла за пределы области своего происхождения и постепенно распространилась практически по всей территории Голарктики. Как зональное сообщество этот эколого-исторический тип фауны и флоры сформировался в олигоцене и просуществовал в данном качестве вплоть до конца миоцена. Следует отметить, что в его становлении

принимали участие и наименее теплолюбивые выходцы из полтавской биоты [2], к числу которых, вероятно, принадлежат и крангониксы.

В течение плейстоцена, в связи с дальнейшим снижением средних глобальных температур и усилением климатической дифференциации, тургайская биота постепенно уступила место более умеренной бореальной фауне и флоре современного типа, сохранившись в сильно измененном и обедненном виде в отдельных рефугиумах. Вероятно, именно с этого времени сложившийся еще в палеогене сплошной восточно-палеарктический ареал группы *Amurocrangonyx* + *C. chlebnikovi* оказался разобленным, и дальнейшая эволюция этих рачков протекала в двух центрах консервации тургайской биоты – Приуральском и Восточно-Азиатском. Таким образом, обособление ареала предков *C. chlebnikovi* произошло не позднее второй половины неогена.

В эпоху плейстоценовых оледенений на огромных пространствах Голарктики складывались исключительно неблагоприятные условия для существования фауны и флоры. На территориях, занимаемых ледниками, вся биота подвергалась тотальному уничтожению, а в перигляциальных зонах могли выживать лишь немногие виды, ценотически связанные с тундровыми и криоксеротическими формациями.

Оледенения послужили мощным стимулом к заселению пещер отдельными представителями аборигенной фауны, пытающимися избежать сурового климата и чуждого им биоценотического окружения. Результатом этого процесса стало хорошо знакомое специалистам явление – приуроченность многих реликтов теплых эпох к пещерам в проекции древних перигляциальных зон и наличие родственных им наземных форм в более южных областях [1]. Хорошим примером этого явления могут служить и крангониксы.

Так, самые северные представители рода *Crangonyx* s.lat. – приуральский *C. chlebnikovi* и европейские представители группы видов *C. subterraneus* являются строго стигобионтными животными, в то время как их более южные родственники из приатлантических штатов Северной Америки широко представлены и в поверхностных водах [4, 5]. Некоторые из них даже не обладают специфическими адаптациями к подземному образу жизни. Например, *C. gracilis* имеют нормально развитые глаза и зеленовато-бурую пигментацию покровов тела.

На пике наиболее мощных оледенений область современного обитания крангониксов Хлебникова располагалась в перигляциальной зоне недалеко от юго-восточной границы Скандинавского ледникового щита и несколько севернее Приуральского (Южноуральского) рефугиума позднеплейстоценовой неморальной биоты, генетически связанной с тургайскими формациями. Во время межледниковий неморальные

сообщества выходили из своего убежища и распространялись на север вдоль Урала вплоть до широты Сыктывкара [4]. Таким образом, на протяжении всего плейстоцена наблюдались ритмичные пульсации Приуральского рефугиума, при этом по территории Приуралья с севера на юг и с юга на север поочередно прокатывались миграционные волны элементов перигляциальных и неморальных сообществ.

Вероятно, во время одной из таких пульсаций, на волне отступления неморальной биоты в свое убежище, крангониксы вселились в находящиеся здесь пещеры и только поэтому смогли дожить до наших дней. Скорее всего, это произошло уже в первую фазу раннеплейстоценового оледенения примерно 400–500 тыс. лет назад. Предки же стигобионтных *C. chlebnikovi*, оставшись на дневной поверхности, не сумели пережить климатических пессимумов плейстоцена и вымерли без остатка [4, 5, 9].

Литература

1. Бирштейн Я.А. Генезис пресноводной, пещерной и глубоководной фаун. М., 1985. 247 с
2. Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
3. Паньков Н.Н. Основные итоги изучения крангониксов Хлебникова – обитателей подземных вод Кунгурского края // Горное эхо: Вестник Горного института УрО РАН. 2008. № 1(31). С. 29–40.
4. Паньков Н.Н., Кадебская О.И. Биология // Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Под ред. В.Н. Дублянского. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2005. С. 238–257.
5. Паньков Н.Н., Панькова Н.В. К биологии троглобионтного бокоплава *Crangonyx chlebnikovi* Borutzky, 1928 (Gammaridae) с описанием нового подвида из Кунгурской Ледяной пещеры // Пещеры: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2004. С. 141–150.
6. Holsinger J.R. A review of the systematics of the Holarctic amphipod family Crangonyctidae // Crustaceana. 1977. № 4. P. 244–281.
7. Messouli M., Holsinger J.R., Reddy Y.R. A new family of Crangonyctoid Amphipod from Kotumsar Cave in India and the first African species of the genus *Crangonyx* (Crangonyctidae) from subterranean groundwaters in Western Morocco: systematic and biogeographic implications // 18-th International Symposium of Biospeleology. Cluj-Napoca, Romania, 10–15 July, 2006. Cluj-Napoca, 2006. P. 79–81.
8. Sidorov D.A., Holsinger J.R. *Amurocrangonyx*, a new genus of subterranean amphipod (Crangonyctidae) from the Russian Far East, with a description of the poorly known *Crangonyx arsenjevi* and comments on biogeographic relationships // Journal of crustacean biology. 2007. № 27(4). P. 660–669.
9. Pan'kov N.N. The main results of studying of amphipods *Crangonyx chlebnikovi* in the underground water of Kungur district // 3rd Int. Workshop on Ice Caves (IWIC – III). Kungur Ice Cave. May, 12–17, 2008. Kungur, 2008. Volume of Abstracts. P. 44–45.

НОВАЯ СИСТЕМА НЕМОРСКИХ ДВУСТВОРЧАТЫХ МОЛЛЮСКОВ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

В.В. Силантьев¹, Дж. Картер²

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

² Университет Северной Каролины, США

В текущем году завершается основная часть работы по подготовке к изданию новой многотомной версии «Treatise on Invertebrate Paleontology: Bivalvia and Rostroconchia», проводимой под эгидой Палеонтологического института университета штата Канзас (www.paleo.ku.edu). Организаторами проекта, в котором принимают участие более 100 палеонтологов из многих стран мира, являются Джозеф Картер (Joseph Carter) и Роджер Томас (Roger Thomas), университет Северной Каролины, США.

К концу 2010 г. предполагается издание новой общей системы класса Bivalvia с диагнозами новых таксонов до уровня семейства в трудах университета штата Канзас (University of Kansas Paleontological Contributions). По мере готовности тома нового «Treatise...» (включающие таксоны родового уровня) планируется размещать на один-два года в Интернете (онлайн-версии) для обсуждения и исправления данных. После этого будут издаваться твердые копии томов (всего планируется более 15).

Принимаемая в новом «Treatise...» классификация класса Bivalvia основана на всех доступных источниках, содержащих сведения о молекулярных, анатомических, конхологических, микроструктурных и др. признаках двустворчатых моллюсков, а также био-, палеобиогеографическую и стратиграфическую информацию. Эти источники включают работы многих авторов и авторских коллективов [1].

Основным методом классификации высоких таксономических категорий (выше надсемейства), принятым в новом «Treatise...», является метод кладистики комбинированных морфологических и молекулярных признаков. Сложность получаемых этим методом результатов вызвала необходимость включения в систематику дополнительных категорий, ранее не использовавшихся для классификации класса Bivalvia: подкогорта, инфраподкогорта, мегаотряд, инфраподотряд, гипоотряд, минотряд, эписемейство и серия.

Ревизия системы неморских двустворчатых моллюсков позднего палеозоя проведена впервые со времени предыдущего издания «Treatise on Invertebrate Paleontology» [2], работ О.А. Бетехтиной [3] и А.К. Гусева [4]. В основе ревизии на систематическом уровне от рода до надсемейства лежат такие признаки, как строение замочного аппарата и лигамента раковины, ее микроструктурные и микроскульптурные признаки. Группировка надсемейств в категории более высокого ранга выполнена американскими палеон-

тологами на основании кладистического анализа, с учетом данных Л.А. Невесской [5, 6], О.А. Скарлато и Я.И. Старобогатова [7, 8] и др.

Ниже приведена предлагаемая система неморских двустворчатых моллюсков позднего палеозоя до родового уровня (полу жирным шрифтом выделены таксоны неморских двустворчатых моллюсков над-родового уровня; для родов указаны индексы интервалов их распространения).

Класс Bivalvia Linnaeus, 1758

Подкласс Autobranchia Grobben, 1894

Инфракласс Pteriomorphia Beurlen, 1944

Надсемейство Prokopievskioidea Н. Vokes, 1967

Семейство Naiaditidae Scarlato et Starobogatov, 1979

Naiadites Dawson, 1860 (C₁₋₃)

Anthraconauta Pruvost, 1930 (C₂-P₁)

Curvirimula Weir, 1960 (C₁₋₃)

Quasianthraconauta Betekhtina in Betekhtina, Tokareva, 1988 (C₁₋₃)

Семейство Prokopievskiidae Н. Vokes, 1967

Подсемейство Prokopievskiinae Н. Vokes, 1967

Prokopievskia Khalfin, 1950 (P₁)

Abakaniella Betekhtina, 1966 (C₂)

Amnigeniella Betekhtina, 1966 (C₃-P₁)

Brussiella Betekhtina, 1966 (P₁)

Junjagiana Jatsuk, 1979 (P₁)

Kemeroviella Betekhtina, 1974 (P₁)

Neamnigenia Khalfin, 1950 (P₁)

Pseudomodiolus Betekhtina, 1966 (P₁)

Sinomya Pogorevitsch, 1977 (P₁)

Подсемейство Kinerkaellinae Scarlato and Starobogatov, 1979

Kinerkaella Khalfin, 1950 (C₃)

Adzvaella Kanev, 1983 (P₂₋₃)

Augea Khalfin, 1950 (C₃)

Kinerkaellina Khalfin, 1950 (C₃)

Mrassiella Ragozin, 1935 (C₃)

Mrassiellina Betekhtina, 1974 (C₃)

Orthonaiadites Khalfin, 1950 (C₃)

Neomrassiella Kolesnikov, 1980 (T₁-J)

Подсемейство Abiellinae Starobogatov, 1970

Abiella Khalfin, 1950 (P₁)

Dictys Khalfin, 1950 (P₁)

Инфракласс Heteroconchia Hertwig, 1895

- Отряд Actinodontida* Deschaseaux, 1952
 Надсемейство Nyassoidea*
 S.A. Miller, 1877
Семейство Palaeomutelidae Lahusen, 1897
Palaeomutela Amalitzky, 1891 (P)
Oligodontella Gusev, 1963 (P₃)
? Семейство Amnigeniidae Khalfin, 1948
Archanodon Howse, 1878 (D-C₃)
 Отряд Cardiida Férussac, 1822
Надсемейство Anthracosioidea Amalitzky, 1892
Семейство Anthracosiidae Amalitzky, 1892
Anthracosia King, 1856 (C₂-P₁)
Anthracosphaerium Trueman et Weir, 1946 (C)
Carbonicola M'Coy, 1855 (C)
?Angarodon Ragozin, 1935 (C₂)
Надсемейство Palaeanodontoidea Modell, 1964
Семейство Palaeanodontidae Modell, 1964
Palaeanodonta Amalitzky, 1895 (P₃)
Kidodia Cox, 1932 (P₃)
Opokiella Plotnikov, 1949 (P₃)
?Anthraconaia Trueman and Weir, 1946 (C₂-P₁)
Надсемейство Prilukielloidea Starobogatov, 1970
Семейство Prilukiellidae Starobogatov, 1970
Prilukiella Plotnikov, 1945 (P₂)
Семейство Senderzoniellidae Betekhtina et al., 1987
Senderzoniella Betekhtina, 1977 (P₂)
Khosedaella Kanev, 1983 (P₁)
Syedina Jatsuk in Betekhtina et al., 1987 (P₁)
Redikorella Silantiev, 1994 (P₁)

В приведенной системе пока не нашли своего места такие широко распространенные в отложениях позднего палеозоя роды, как *Concinella* Betekhtina, 1966 (P₂) (преимущественно раковины округлой

формы), а также *Anadontella* Betekhtina in Betekhtina et al., 1987 (P₂), *Soanellina* Betekhtina, 1990 (P_{2,3}) и *Synjaella* Kanev, 1993 (P₂) (раковины субтреугольной формы). Эти две группы родов предполагается обособить в новые таксоны надродового ранга в рамках надсемейства Prokopievskioidea H. Vokes, 1967.

Необходимо также отметить, что в системе отсутствует ряд родовых таксонов неморских двустворчатых моллюсков, установленных в верхнепалеозойских отложениях Сибири и Казахстана такими исследователями, как О.А. Бетехтина, Ю.С. Па-пин и др. Их систематическое положение требует уточнения на основе изучения особенностей строения замочного аппарата, отпечатков мускулов, микроструктуры и микро скульптуры раковины.

Литература

1. Carter J.G., Campbell D.C. et al. An Outline Classification of the Bivalvia (Mollusca) // University of Kansas Paleontological Contributions. 2010 (в печати).
2. Cox L.R., Newell N.D., Boyd D.W., Branson C.C., Casey R. et al. Part N. Mollusca 6, Bivalvia, Vol. 1–3 // Treatise on Invertebrate Paleontology / Eds. by R.C. Moore, C. Teichert. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, Kansas, 1969. Vol. 1, 1969: xxviii + 1–489; Vol. 2, 1969: ii + 491–952.
3. Бетехтина О.А. Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. Новосибирск: Наука, 1974. 180 с.
4. Гусев А.К. Неморские двустворчатые моллюски верхней перми Европейской части СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. 295 с.
5. Невеская Л.А. Общие сведения. Краткая история изучения. Современное состояние системы группы // Состояние изученности групп органического мира: двустворчатые моллюски. М.: Палеонтол. ин-т АН СССР, 1975. С. 4–54.
6. Невеская Л.А. Принципы систематики и система двустворчатых моллюсков // Палеонтол. журнал. 2009. № 1. С. 3–13.
7. Скарлато О.А., Старобогатов Я.И. Основные черты эволюции и система класса Bivalvia // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1979. Т. 80. С. 5–39.
8. Starobogatov Ya.I. Morphological basis for phylogeny and classification of Bivalvia // Ruthenica. 1992. Vol. 2. P. 1–25.

SPUMELLARIA – НОВЫЙ ТИП RADIOLARIA

С.В. Точилина, И. Голл

Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева, г. Владивосток, Россия

К истории вопроса. Интерес палеонтологов к классификации радиоларий возрос, особенно в последнее десятилетие. Только М. Афанасьевой и Э. Амоном опубликовано за этот период 11 схем; они касаются радиоларий всего фанерозоя.

Следует отметить, что все классификационные схемы, известные к настоящему времени, различны, прежде всего, по принципам их построения и по возрастной вертикали. На фоне большого числа классификационных схем радиоларий, часть которых

охватывает возрастную вертикаль длительностью в 580 миллионов лет, что даже по астрономическим меркам трудно представить, остановлюсь только на двух основных классификациях радиолярий кайнозойской эпохи Х. Эренберга и Э. Геккеля. В этих классификациях главным был принят принцип симметрии по естественной причине природного геометрического совершенства форм, обусловленных молекулярной структурой оксида кремния.

Рельефные контуры первой классификации радиолярий по их геометрическому облику были сделаны Х. Эренбергом, (Ehrenberg, 1875) который выделил 2 отряда: Spumellaria и Nassellaria. Резкие различия астросферических и одноосных форм радиолярий и были главным аргументом при их разделении на эти два отряда. Фактическим материалом служили коллекции радиолярий из морских разрезов островов Средиземноморья, западной части Атлантического и юго-востока Индийского океанов.

Эрнст Геккель (Haesckel, 1862, 1887) глубоко развил изучение радиолярий. Фактическим материалом служили очень большие коллекции кайнозойских радиолярий из осадочного слоя Тихого океана, полученные в первом рейсе «Челленджера».

Систематику радиолярий Э. Геккель проводил классическим путем: от определения основных таксономических единиц видов и родов. Наибольшее значение Э. Геккель придавал общей форме и симметрии скелетных образований, которые самым тесным образом связаны с ядром клетки. Он уделял большое внимание лучевым конструкциям Nassellaria и ларкоидному типу внутреннего скелета Spumellaria. В результате был повышен иерархический уровень отрядов Nassellaria, и Spumellaria до ранга легионов. К лучевым конструкциям, имеющимся и у Nassellaria и у Spumellaria, обращались почти все исследователи с большим вниманием: были выделены кембрийская Echinidina; карбоновая Pylentonema; пермская Tetragnegnon; юрская Quiquesapsulariida; мел-палеогеновая Tetraplecta. В первых работах по классификации радиолярий Точиной (1987, 1989) предлагалась вероятностная теоретическая модель соответствия молекулярной структуры $\text{SiO}_2\text{nH}_2\text{O}$ наноуровня – геометрически правильной структуре кремнекислородного тетраэдра микроуровня. Результаты рентгеноструктурного анализа (Точиная, 1991, 1994) подтвердили теоретические предположения о геохимической сущности кремнекислородного тетраэдра радиолярий и его большом эволюционном значении (Точиная, 1996, 1997).

Структурный элемент раковин Nassellaria и Spumellaria, представленный четырехлучевой конструкцией, содержащейся у представителей этих двух типов, выражает общность их происхождения и родство.

Материал. Коллекция кайнозойских радиолярий Тихого океана, Филиппинского, Японского и Берингова морей была получена от руководства

проекта глубоководного бурения: DSDP, ODP, IODP и от профессоров В.Б. Курносова, И.О. Мурдмаа, С.А. Щеки.

Метод. Инновация заключена в применении физических методов исследования биометрических и строго количественных анализах структурного состава радиолярий по глубоководным разрезам кайнозоя северо-запада Тихого океана.

Принципы выделения типа Spumellaria. Впервые Карл Линней в 1735 г. сформулировал конечную цель систематики как построение естественной системы. Но эта система существует в природе, ее требуется найти. Именно поэтому возросла необходимость строго методических работ по определению систематического положения конкретных групп радиолярий. Методологической основой работ по систематике должны служить морфологический (биометрический), цитологический, биохимический, рентгеноструктурный анализы.

В проблеме развития естественной системы Radiolaria, созданной замечательным естествоиспытателем Эрнстом Геккелем, следует разумным образом определить ключевые проблемы и заниматься конкретными группами. Осуществить классификацию радиолярий всего фанерозоя невозможно, поскольку уровень организации материи, как и сам Мировой океан, претерпели значительные изменения за последние 580 млн лет. Появившиеся громоздкие классификационные схемы радиолярий фанерозоя носят в основном компилятивный характер, а ключевыми проблемами в продолжение развития фундаментальной работы Геккеля является работа с конкретными группами радиолярий по методологии трех уровней, именуемых альфа, бета и гамма (согласно Майру, 1956 г.). Кроме этого, нами был применен принцип «поливалентной» таксономии из микробиологии (Colwell, 1970). Этот принцип включает фенотипическую изменчивость, экологические характеристики и эволюцию. Перечисленные принципы являются наиболее существенными для создания естественной систематики типа Spumellaria.

В естественной системе радиолярий – концентраторов атомов кремния из водных масс в океане – кремнекислый тетраэдр раковины является архетипом и Spumellaria и Nassellaria. Тщательная работа с некоторыми группами радиолярий дала возможность проследить эволюцию кремнекислородного тетраэдра от палеозоя до настоящего времени.

Швейцарский ботаник Декандоль (De Candolle, 1813) впервые ввел термин «таксономия», вложив в его содержание непрременную работу с фактическим материалом. А систему Декандоль понимал как теорию, объясняющую расположение организмов в системе их родства. Позже систему стали называть систематикой.

«Разграничение систематики и таксономии является нарушением логической взаимосвязи анализа и синтеза как двух сторон единого мыслительного процесса» (Коробков, 1971. С. 11).

Тип Spumellaria Tochilina & Popova-Goll Phylum nov

Диагноз. Общая форма представителей этого типа включает сфероидально-эллипсоидальные формы. Внутреннее строение характеризуется различным развитием спиральной септы и оболочек: концентрическое прилегание оболочек по типам «circus»; «nautilus» (обороты септы в одном направлении под разными углами) и «largoid» (образование трех поясов в трех различных направлениях).

Цитологическая характеристика Spumellaria дана по A. Holland, M. Enjume (1960), выделивших различное положение аксопласта Centr-Crypto-Periaxoplastia у Spumellaria. К большому сожалению, после этой исключительно важной работы, подобных работ по радиолариям не было проведено до настоящего времени.

Антикорреляция Spumellaria по отношению к Nassellaria, полученная экспериментальным путем

(Точилина, Вагина, Гапликова-Василенко, 2007), позволила предполагать различные физико-химические параметры водных масс, в которых развивались эти два типа Radiolaria: Spumellaria и Nassellaria, а также предположить вероятность их существования на различных уровнях стратифицированных водных масс Мирового океана.

Тип Spumellaria представлен как эко-морфо-функциональная категория, адаптированная к обитанию в водах Мирового океана в кайнозойскую эпоху.

Состав. Включает два основных класса: Sphaerellaria и Spirellaria. Каждый класс включает несколько отрядов (рис. 1). В данной работе мы приведем только те отряды и семейства, представители которых нами непосредственно изучались. Семейство Largoidae пока представляет проблему в систематике Spumellaria, поскольку работа продолжается.

Распространение. Кайнозой Мирового океана.

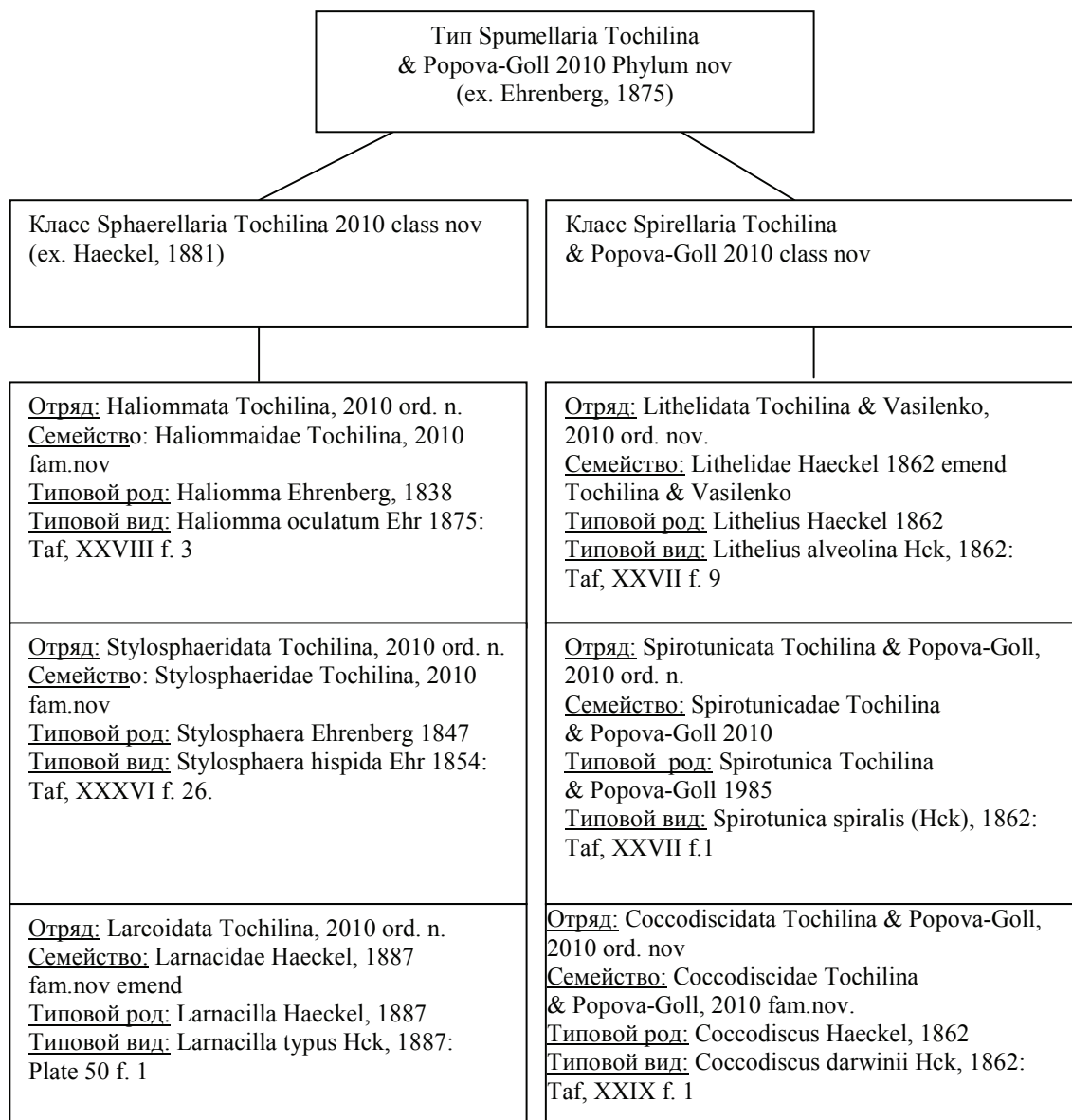
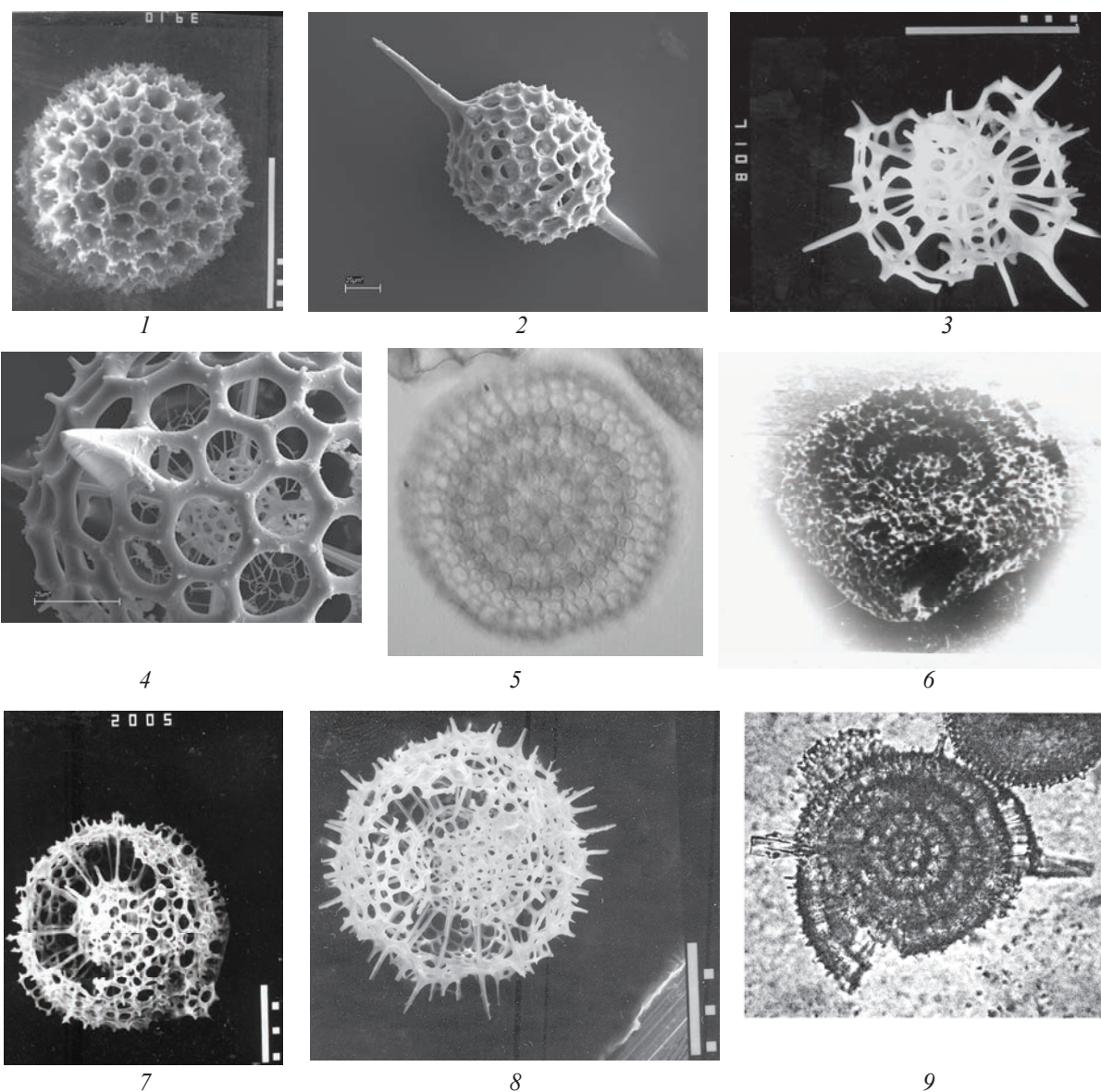


Рис. 1. Тип Spumellaria Tochilina (приведены названия только одного – первого семейства и его типового рода. Число семейств, число родов в других семействах можно будет определить после тщательной работы с популяциями видов)



Типовые виды и некоторые другие представители отрядов Spumellaria

- Фиг. 1. *Haliomma oculatum* Ehr.
 Фиг. 2. *Stylosphaera hispida* Ehr.
 Фиг. 3. *Larnacilla typus* Hck.
 Фиг. 4. *Hexastylus solonis* Hck.
 Фиг. 5. *Coccodiscus lamarckii* Hck.
 Фиг. 6. *Hexacyclia formosa* Tochilina
 Фиг. 7. *Actinomma arcadophorum* Hck.
 Фиг. 8. *Actinomma* sp. ("larcoïd") – три пояса формирования раковины
 Фиг. 9. *Amphicyclia bispicula* Tochilina

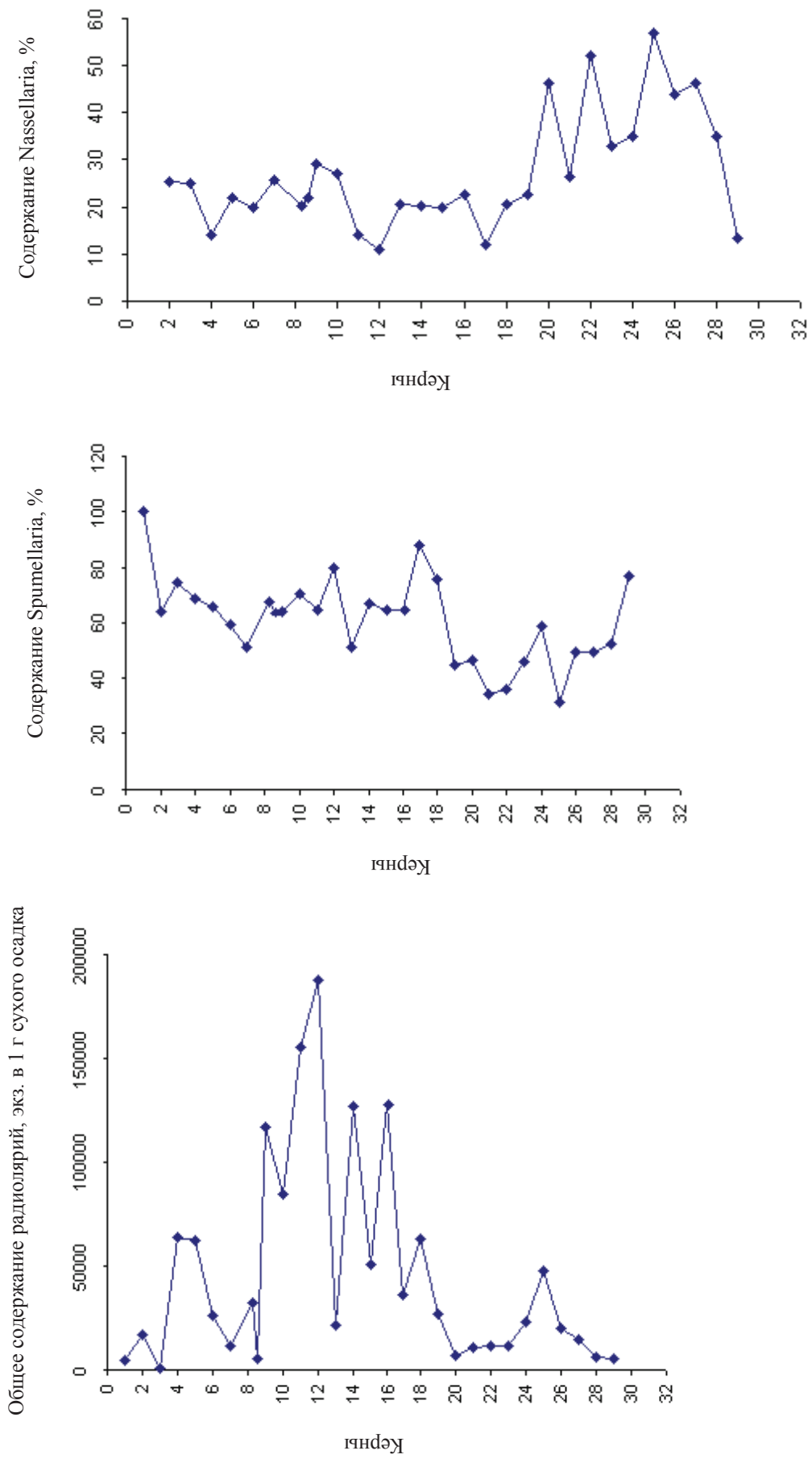


Рис. 2. Корреляция содержания Radiolaria: Srimellaria и Nassellaria в глубоководном разрезе кайнозоя Западно-Тихоокеанской области

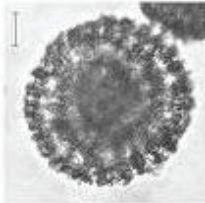
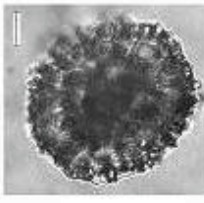
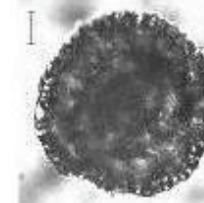
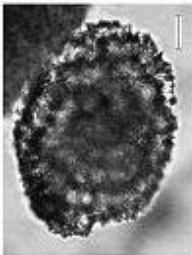








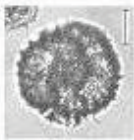


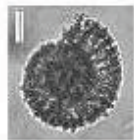
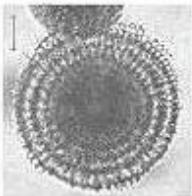
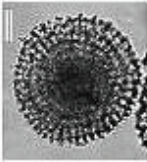
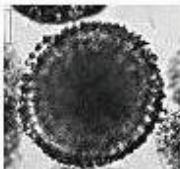

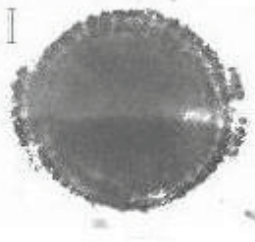


Литература

1. Коробков И.А. Палеонтологические описания. Л.: Недра, 1971. С. 198.
2. Козлова Г.Э. Типы строения скелетов радиолярий из семейства Porodiscidae // Зоологический журнал. Т. 46, вып. 8. С. 1163–1172.
3. Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 133 с.
4. Точилина С.В. К таксономии кайнозойских радиолярий // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989а. С. 53–58.
5. Точилина С.В. К систематике Nassellaria (класс Radiolaria) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989б. С. 58–63.
6. Точилина С.В., Вагина Н.К., Гапликова Л.Н. Палеоокеанологические исследования северо-запада Тихого океана на примере экологической дивергенции радиолярий // Дальневосточные моря России. Кн. 2: Исследование морских экосистем и биоресурсов. М.: Наука, 2007. С. 579–590.
7. Colwell R. Polyphasic taxonomy of the genus *Vibrio*: numerical taxonomy of *Vibrio cholerae*, *Vibrio parahaemolyticus* and related *Vibrio* species // J. of Bacteriol. 1970. Vol. 104. P. 410–433.
8. Ehrenberg C.G. Mikrogeologie. Leipzig, 1854. 374 s.
9. Ehrenberg C.G. Fortsetzung der mikrogeologischen Studien als Gesamtübersicht der mikroskopischen Paläontologie gleichartig analysierter Gebirgsarten der Erde, mit spezieller Rücksicht auf den Polycystinen-Mergel von Barbados // Abh. kgl. Preus. Akad. Wiss. Berlin, 1875. S. 1–223.
10. Haeckel E. Die Radiolarien (Rhizopoda radiata): Eine Monographie. Berlin, 1862. 572 s.
11. Haeckel E. Report on the Radiolaria collected by the H.M.S. «Challenger» during the years 1873–1876. Rep. sci. results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873–1876 // Zoology. 1887. Vol. 18, pt. 1, 2. S. 1–1803.
12. Hollande A., Enjume M. Cytologie, evolution et systematique des Sphaeroides (Radiolaries) // Arch. Mus. natl. hist. nat. 1960. Ser. 7, t. 7. S. 1–134.
13. Tochilina S.V. On the systematics of Nassellaria (class Radiolaria) // 1-st Soviet-Chinese Symposium «Geology, geophysics, geochemistry and metallogeny of the transition zone from the Asiatic continent to the Pacific Ocean». Nakhodka, 1987. P. 3–15.
14. Tochilina S.V. To classification of trisymmetric Nassellaria sedimentary cover in ophiolitic and oceanic sequences // Abstr. Firenze, 1991. P. 84–85.
15. Tochilina S.V. Chemical composition of radiolarian skeletons and its significans // Abstr. Internat VII. Japan, 1994. P. 123.
16. Tochilina S.V. On the problem of the systematics of Nassellaria (Radiolaria). Biochemical peculiarities. Evolution. Vladivostok: Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, 1996. P. 1–51.

Объяснение к таблице II

- Фиг. 1–3. *Lithelius ex. gr. alveolina* Haeckel:
 1 – обр. 55-434 В-19-1; глуб. 456,0–465,5 м, средний миоцен;
 2 – обр. 55-434 В-20-1; глуб. 465,5–475,0 м, средний миоцен;
 3 – обр. 55-434 В-20-1; глуб. 465,5–475,0 м, средний миоцен.
- Фиг. 4. *Tholospyra* sp.:
 обр. 434В-11-1; глуб. 381,0–390,5 м, поздний миоцен.
- Фиг. 1. Типовой вид *Lithelius spiralis* Haeckel (= *Spirotunica spiralis* (Haeckel)).
- Фиг. 5–8. Популяция *Spirotunica spiralis* (Haeckel):
 5–8 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен.
- Фиг. 9. *Spirotunica polyacantha* (Campbell, Clark):
 обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен.
- Фиг. 10. *Spirotunica aff., ex. gr. polyacantha* (Campbell, Clark):
 обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен.
- Фиг. 11, 12. популяция *Spirotunica ex. gr. elliptica* (Dreyer):
 11, 12 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен.
- Фиг. 13–15. Популяция *Lithelius ex. gr. minor* (Jorgensen):
 13, 14 – обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен;
 15 – обр. 55-434В-17-1; глуб. 437,0–446,5 м, средний миоцен.
- Фиг. 16. *Spirema* sp.:
 обр. 55-434В-25-3; глуб. 514,0–523,5 м, ранний миоцен.
- Фиг. 17, 18. *Spongocyclus cycloides* Haeckel:
 17 – обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен;
 18 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен.
- Фиг. 19, 20. *Spongocyclus ex. gr. cycloides* Haeckel:
 19, 20 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен.
- Фиг. 21–23 *Spiromultitunica circumflexa* Tochilina, Porova:
 21 – обр. 55-434В-25-3; глуб. 514,0–523,5 м, ранний миоцен;
 22, 23 – обр. 55-434В-26-2; глуб. 523,5–533,0 м, ранний миоцен.

Таблица II

МИОЦЕН	Поздний				
	Средний				
ОЛИГОЦЕН	Ранний				
	Поздний				
					
					

К ЭВОЛЮЦИИ СПИРАЛЬНЫХ SPUMELLARIA МИОЦЕНОВОЙ ЭПОХИ ЯПОНСКОГО ЖЕЛОБА

С.В. Точилина, Л.Н. Василенко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток, Россия

Открытие синоптических вихрей в открытом океане явилось важнейшим событием в океанологии. Вертикальные и горизонтальные масштабы синоптических неоднородностей составляют сотни и тысячи километров. Особенно ярко они проявляются во фронтальных зонах течений [2].

Синоптические вихри в океане по масштабам меньше атмосферных, но живут вихри в океане дольше, чем в атмосфере. Океанологические исследования показывают, что вихревые системы в океане охватывают всю толщу вод от поверхности до дна. Естественно предполагать, что процессы, происходящие в активных средах в океане, могли и продолжают оказывать непосредственное влияние на существование и развитие Spumellaria, имеющих спиральную структуру [4]. Адаптивен тот признак, которому способствует отбор.

К истории вопроса. Разнотечения в таксономии спиральных Spumellaria начались с первых описаний Геккеля, который привёл под одним названием *Lithelius spiralis* два экземпляра различной сферической и эллипсоидальной формы (Naesckel, 1862: Taf. XXVII, Fig. 6, 7). Позднее Кэмпбеллом и Кларком под одним видовым названием *Larnacantha polyacantha* были приведены четыре различных экземпляра (Campbell, Clark, 1944: pl. 5, fig. 4–7). Согласно «Международному кодексу зоологической номенклатуры» (2000) данные экземпляры следует считать «синтипамии». В связи с отсутствием типового вида, за «лектотип» вида *Larnacantha polyacantha* в большинстве палеонтологических работ авторы принимают экземпляр, показанный Кэмпбеллом и Кларком под номером 6 (Campbell, Clark, 1944: pl. 5, fig. 6). В настоящей работе за «лектотип» этого вида был также принят этот экземпляр. Изучение внутренней структуры спиральных Spumellaria путём получения срезов (в шлифах) по двум осям трехосного эллипсоида позволило С.В. Точилиной (1985) выделить два новых рода: *Spiromultitunica* и *Spirotunica*, отличающихся числом оборотов и «шагом» спирали, соответственно 10–15 и 7–8.

При анализе популяций спиральных Spumellaria северо-западной области Тихого океана были встречены все четыре формы, приведенные Кэмпбеллом и Кларком. Изучение морфологических и биометрических параметров популяций этих видов (таблица) привело к выводу, что экземпляр, показанный Кэмпбеллом и Кларком под номером 6 (Campbell, Clark, 1944: pl. 5, fig. 6) в настоящее время может быть

определён как *Spirotunica polyacantha* Campbell, Clark. Различные формы названы одним видом и у других авторов [10].

Материал и методика. Большой коллекционный материал (ТОИ ДВО РАН), представленный глубоко-водными разрезами северо-западной области Тихого океана островного склона Японского жёлоба и других районов, позволил сделать выборки популяций видов спиральных Spumellaria (скв. 434В, скв. 436 и др.).

Лабораторная обработка проб для выделения фоссилий радиолярий из осадков, приготовление постоянных препаратов, определение структурного состава радиолярий и их количественного содержания проводились по усовершенствованной методике [1, 4]. Сложность при лабораторной обработке проб заключалась в литологических типах пород, слагающих разрез 434В. Эти осадки представлены в основном аргиллитами, туффитами и туфами. Из-за сильной литификации этих пород к некоторым осадкам было применено слабое механическое воздействие для раздробления плотных частиц. Методом обогащения было приготовлено несколько постоянных препаратов, после чего был составлен общий список видов, содержащихся в каждом керне.

Основные критерии выделения родов и видов спиральных Spumellaria. При изучении спиральных Spumellaria следует учитывать четыре основных критерия для определения их видовой принадлежности [4]: коэффициент отношения большей оси к меньшей в трехосном эллипсоиде, определяющий общую форму раковины; число оборотов спиральной септы; принцип прилегания септ (ляркоидный или однонаправленный спиральный); плотность прилегания оборотов (шаг спирали).

Однако разнотчений и путаницы при определении спиральных Spumellaria все ещё очень много: особенности пространственно расположенной спиральной септы или развитой оболочки внутри раковины при определении мало учитываются и поэтому часто под одним названием *Lithelius spiralis* и *Lithelius nautiloides* определяются совершенно отличные экземпляры. А в некоторых работах эти спиральные Spumellaria отнесены к роду *Larnacantha*, который имеет совершенно другую структуру, состоящую из трёх взаимно перпендикулярных поясов (табл. I, фиг. VI).

Кэмпбеллом и Кларком под одним видовым названием *Larnacantha polyacantha* были приведены четыре различных экземпляра (Campbell, Clark,

1944: pl. 5, fig. 4–7). Согласно «Международному кодексу зоологической номенклатуры» (2000) данные экземпляры следует считать «синтипамии». В связи с отсутствием типового вида за «лектотип» вида *Larnacantha polyacantha* следует принять экземпляр, показанный Кемпбеллом и Кларком под номером 6 (Campbell, Clark, 1944: pl. 5, fig. 6). При анализе популяций спиральных Spumellaria северо-западной обла-

сти Тихого океана были встречены все четыре формы, приведенные Кемпбеллом и Кларком. Результаты биометрических параметров популяций этих видов показали, что экземпляр, показанный Кемпбеллом и Кларком под номером 6 (Campbell, Clark, 1944: pl. 5, fig. 6) соответствует диагнозу рода *Spirotunica* (табл. I, фиг. VII, 14). Биометрические параметры приведены в нижеследующей таблице.

Биометрические параметры спиральных видов Spumellaria

Виды	Коэффициент соотношения осей	Число оборотов	Возможное число незамкнутых внешних оборотов
<i>Spirotunica polyacantha</i> (Campbell, Clark)	1,54–1,56	5–7	1–2
<i>Spirotunica elliptica</i> (Dreyer)	1,44–1,47	4–5	1
<i>Spirotunica (?) irregularis</i> (Dreyer)	1,45–1,5	4–5	1–2
<i>Spiromultitunica circumflexa</i> Tochilina, Popova	1,23–1,26	12–17	1–2
<i>Larcopyle bütschlii</i> Dreyer (по рисунку Дреера: Dreyer, 1889: Taf. 5, fig. 70)	1,45	3	

Изучение внутренней структуры спиральных Spumellaria путём получения срезов (в шлифах) по двум осям трехосного эллипсоида позволило С.В. Точилиной (1985) определить статус обсуждаемого вида как *Spyrotunica polyacantha*; были выделены два новых рода *Spiromultitunica* и *Spirotunica* отличающихся различным числом оборотов спирали и принципом прилегания объемной спирали.

В работе Лазаруса с соавторами [10] по Антарктическому сектору авторами было выделено несколько видов спиральных Spumellaria, отнесенных к одному роду *Larcopyle*. Обращаясь к типовому виду *Larcopyle bütschlii*, выделенному Дреером (Dreyer, 1889: Taf. 5, Fig. 70), следует отметить овальную форму раковины, в центре которой размещена ляркоидная септа, близкая к роду *Spirema* (табл. I, фиг. II, III, 7), и наличие узкого пилонного образования. Виды, показанные Лазарусом с соавторами, имеют различные морфологические и биометрические характеристики (общую форму, число оборотов, прилегание септ и др.). Коэффициент соотношения осей варьируется, размеры их также различны. Изменение коэффициента соотношения осей имеет важное значение для определения видового статуса спиральных Spumellaria.

Материал и методика. Большой коллекционный материал (ТОИ ДВО РАН), представленный глубоководными разрезами кайнозоя северо-западной области Тихого океана островного склона Японского жёлоба и других районов, позволил сделать выборки популяций видов спиральных Spumellaria.

Лабораторная обработка проб для выделения фоссилий радиолярий из осадков, приготовление постоянных препаратов, определение структурного состава радиолярий и их количественного содержания проводились по усовершенствованной методике [1, 4]. Сложность при лабораторной обработке проб заключалась в литологических типах пород, слагающих разрез 434В. Эти осадки представлены в основном аргиллитами, туффитами и туфами. Из-за сильной литификации этих пород к некоторым осадкам было

применено механическое воздействие для раздробления. Методом обогащения было приготовлено несколько постоянных препаратов в весовых единицах. Именно этот метод позволил выявить полный структурный состав.

Об эволюции спиральных Spumellaria миоценовой эпохи. Вопрос эволюции спиральных Spumellaria имеет важное значение для биостратиграфии, так как эти формы имели широкое развитие на протяжении всего кайнозоя.

В **олигоцене** спиральные Spumellaria представлены видами *Lithelius nautiloides* Popofsky и *Spiromultitunica circumflexa* Tochilina, Popova, последнее появление которых отмечено в начале среднего миоцена.

Количественное содержание **раннемиоценовых** спиральных Spumellaria в отложениях северной части островного склона Японского жёлоба варьируется от 3 до 34% (рис. 1). Следует отметить, что 34% выявлено в ассоциации радиолярий, представленной низким видовым содержанием (8–10 видов); в этом случае их процент возрастает. В структурном составе широко развиты виды, имеющие сферическую форму 1) с частым прилеганием септ спирали и числом оборотов 5–7 – это виды *Spongocyclus cicloides* Hecke, *Lithelius* sp.; 2) с числом оборотов 2–3 – это виды *Lithelius ex. gr. minor* (Jorgensen), *Spirema* sp. Также встречаются виды, имеющие форму трёхосного эллипсоида с числом оборотов 4–6: *Spirotunica elliptica* (Dreyer), *Spirotunica spiralis* (Haeckel), *Spirotunica* sp. Единично встречается вид *Spirotunica polyacantha* (Campbell, Clark).

В **среднем миоцене** появляются виды *Tholospira cervicornis* Haeckel, имеющий разорванную структуру спиральной септы, *Lithelius alveolina* Haeckel, имеющий сферическую форму с большим шагом спирали и числом оборотов равным 4, и *Lithelius solaris* Haeckel, имеющий только два заворота спиральной септы.

Количественное содержание спиральных Spumellaria в среднем миоцене варьируется в пределах 19–26%.

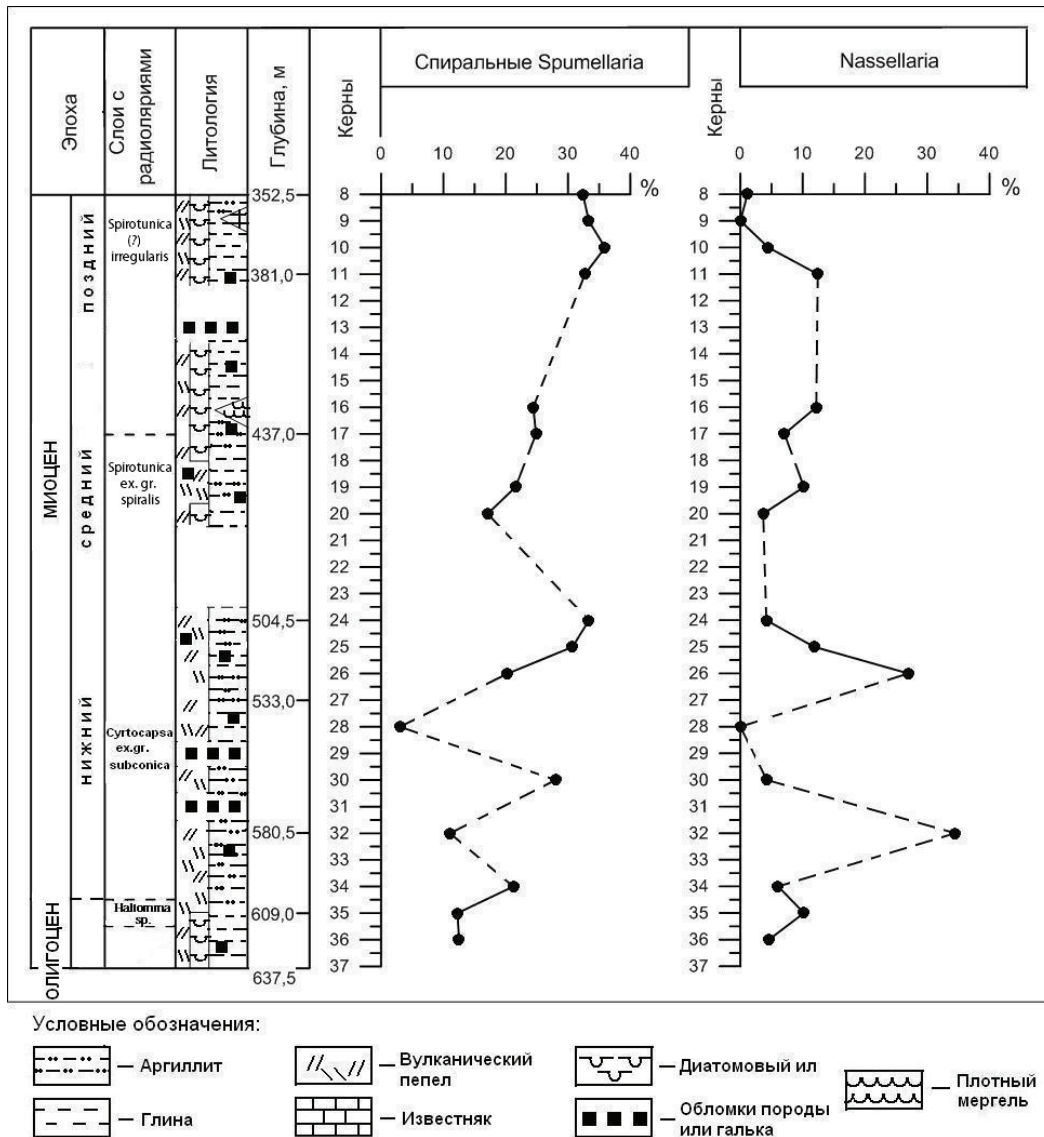


Рис. 1. Глубоководный разрез островного склона Японского жёлоба (скв. 434В)

К **позднему миоцену** происходят изменения в структуре некоторых спиральных Spumellaria, которые выражаются: 1) в уменьшении числа оборотов; 2) в увеличении расстояния между оборотами спиральной септы. Также происходит резкое увеличение общих размеров раковин некоторых спиральных Spumellaria, по сравнению с ранне- и среднемиоценовыми видами. Резко возрастает и их численность, которая колеблется от 24 до 36% (рис. 1). Широкое распространение имеет вид *Spirotunica (?) irregularis* (Dreyer), с коэффициентом отношения осей равным 1,45–1,5 и числом оборотов спиральной септы, равным 4–5. Экземпляры вида *Lithelius alveolina* Naeckel увеличиваются в размерах, по сравнению со среднемиоценовыми, их численность значительно возрастает.

Таксономия и классификация спиральных Spumellaria имеет важное значение для стратиграфии, поэтому ниже приводятся диагнозы двух семейств спиральных Spumellaria: Lithelidae и Spirotunicadae.

Сем. Lithelidae Naeckel, 1862, Taf. XXVII, Fig. 8, 9, emend Точилина, Василенко, 2010.

Типовой род. *Lithelius alveolina* Naeckel.

Диагноз. Центральная камера образована соединением микротетраэдров, от которых формируется объемная септа типа «nautilus». Этот тип спирали показан Геккелем в работе Naeckel, 1862 на примере вида *Lithelius alveolina* (Naeckel, 1862). Следует отметить, что объёмная септа типа «nautilus» имеет различные углы поворота, образуя объёмную сфероидальную форму раковин этой группы.

Родовой состав. *Lithelius* (Naeckel, 1862b), *Spirema* (Naeckel, 1887), *Tholospyra* (Naeckel, 1887).

Распространение. Кайнозой.

Семейство Spirotunicadae, Точилина, Попова (Голл), Василенко, 2010

Типовой род. *Lithelius spiralis* Naeckel (1862, Taf. XXVII, Fig. 2).

Диагноз. Центральная камера образована соединением микротетраэдров. Вся полость рако-

вины заполнена концентрически расположенными оболочками по типу «cirsus» (лат. «круг»). Число оболочек у рода *Spiromultitunica* варьируется от 12 до 17; у рода *Spirotunica* от 5 до 7. Последние обороты имеют увеличенный шаг спирали и часто не замкнуты. Встречаются соединения типа «dizonium» (табл. I, фиг. IX).

Родовой состав. *Spiromultitunica* (Точилина 1985), *Spirotunica* (Точилина, 1985), *Cromyocarpus* (Haeckel, 1887), *Prunopyle hayesi* (Chen, 1975).

Распространение. Кайнозой.

Литература

1. Гапликова (Василенко) Л.Н., Точилина С.В. О новой методике выделения радиоларий на примере глубоководного разреза Западно-Тихоокеанской области // Современная палеонтология: классические и новейшие методы: Тез. докл. IV школы молодых учёных-палеонтологов (совместно с XLVII конференцией молодых палеонтологов МОИП). 15–17 октября 2007 г. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2007. С. 14–16.
2. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 510 с.
3. Международный кодекс зоологической номенклатуры. 4-е изд. Принят Международным союзом биологических наук / Пер. с англ. и фр. СПб., 2000. 221 с.
4. Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 133 с.
5. Campbell A.S., Clark B.L. Miocene radiolarian faunas from the Southern California // Geol. Amer. Spec. Pap. 1944. № 51. P. 1–76.
6. Chen P.H. Antarctic radiolaria. – Initial Rep // Deep-Sea Drilling Project. 1974. Vol. 28. P. 437–514.
7. Dreyer F. Die Pylombildungen in vergleichend-anatomischer und etwicklungsgerchichtlichen Beziehung bei Radiolarien und bei Protisten ueberhaupt, nebst System und Beschreibung neur und der bis jetzt bekannten pylomatischen Spumellarien // Jenaische Zeitschrift für Naturwissenschaft. № 23. S. 77–214.
8. Haeckel E. Die Radiolarien (Rhizopoda radiata): Eine Monographie. Berlin, 1862. 572 s.
9. Hertwig R. Der organismus der Radiolarien // Jena s. 1879. № 149.
10. Lazarus D., Faust L., Popova-Goll I. New species of prunoid radiolarians from the Antarctic Neogene // Journal of Micropaleontology. 2005. P. 97–121.
11. Popova (Goll) I.M. Significance and paleoecological interpretations of the Early-Middle Miocene radiolarians from South Sakhalin, Russia // Micropaleontology, Spec. Publication. California. 1993. № 6. P. 161–174.

Объяснение к таблице I

Фиг. I. Типовой вид *Lithelius alveolina* Haeckel.

Фиг. 1, 2. *Lithelius alveolina* Haeckel:

1, 2 – обр. 56-434 В-8-2; глуб. 352,5–362,0 м, поздний миоцен.

Фиг. 3–6. Популяция *Spirotunica* (?) ex. gr. *irregularis* (Dreyer):

3 – обр. 56-434 В-11-1; глуб. 381,0–390,5 м, поздний миоцен;

4–6 – обр. 56-434 В-8-2; глуб. 352,5–362,0 м, поздний миоцен.

Фиг. II. Типовой вид *Larcopyle bütschlii* Dreyer.

Фиг. III. Типовой вид *Lithelius solaris* Haeckel.

Фиг. 7. *Lithelius solaris* Haeckel:

Обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен.

Фиг. IV. Типовой вид *Tholospyra cervicornis* Haeckel.

Фиг. 8. *Tholospyra cervicornis* Haeckel:

8 – обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен.

Фиг. V. Типовой вид *Spirotunica elliptica* (Dreyer).

Фиг. 9–13. Популяция *Spirotunica elliptica* (Dreyer):

9, 10 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен;

11 – обр. 56-434 В-26-2; глуб. 523,5–533,0 м, ранний миоцен;

12 – обр. 56-434 В-19-2; глуб. 456,0–465,5 м, средний миоцен;

13 – обр. 56-436-34-3; глуб. 312,0–321,5 м, средний миоцен.

Фиг. VI. Типовой вид *Larnacantha hexacantha* Haeckel.

Фиг. VII. *Larnacantha polyacantha* Campbell, Clark (= *Spirotunica polyacantha* (Campbell, Clark)).

Фиг. 14. *Spirotunica polyacantha* (Campbell, Clark):

14 – обр. 56-436-36-3; глуб. 331,0–340,5 м, средний миоцен.

Фиг. 15. *Spongocyclus cycloides* Haeckel:

15 – обр. 56-434 В-32-1; глуб. 580,5–590,0 м, ранний миоцен.

Фиг. 16. *Spongocyclus* ex. gr. *cycloides* Haeckel:

16 – обр. 56-436-35-3; глуб. 321,5–331,0 м, средний миоцен.

Фиг. VIII. Типовой вид *Spiromultitunica circumflexa* Tochilina, Popova.

Фиг. 17. *Spiromultitunica circumflexa* Tochilina, Popova:

17 – обр. 56-434 В-32-1; глуб. 580,5–590,0 м, ранний миоцен.

Фиг. 18, 19. *Spiromultitunica* (?) sp.

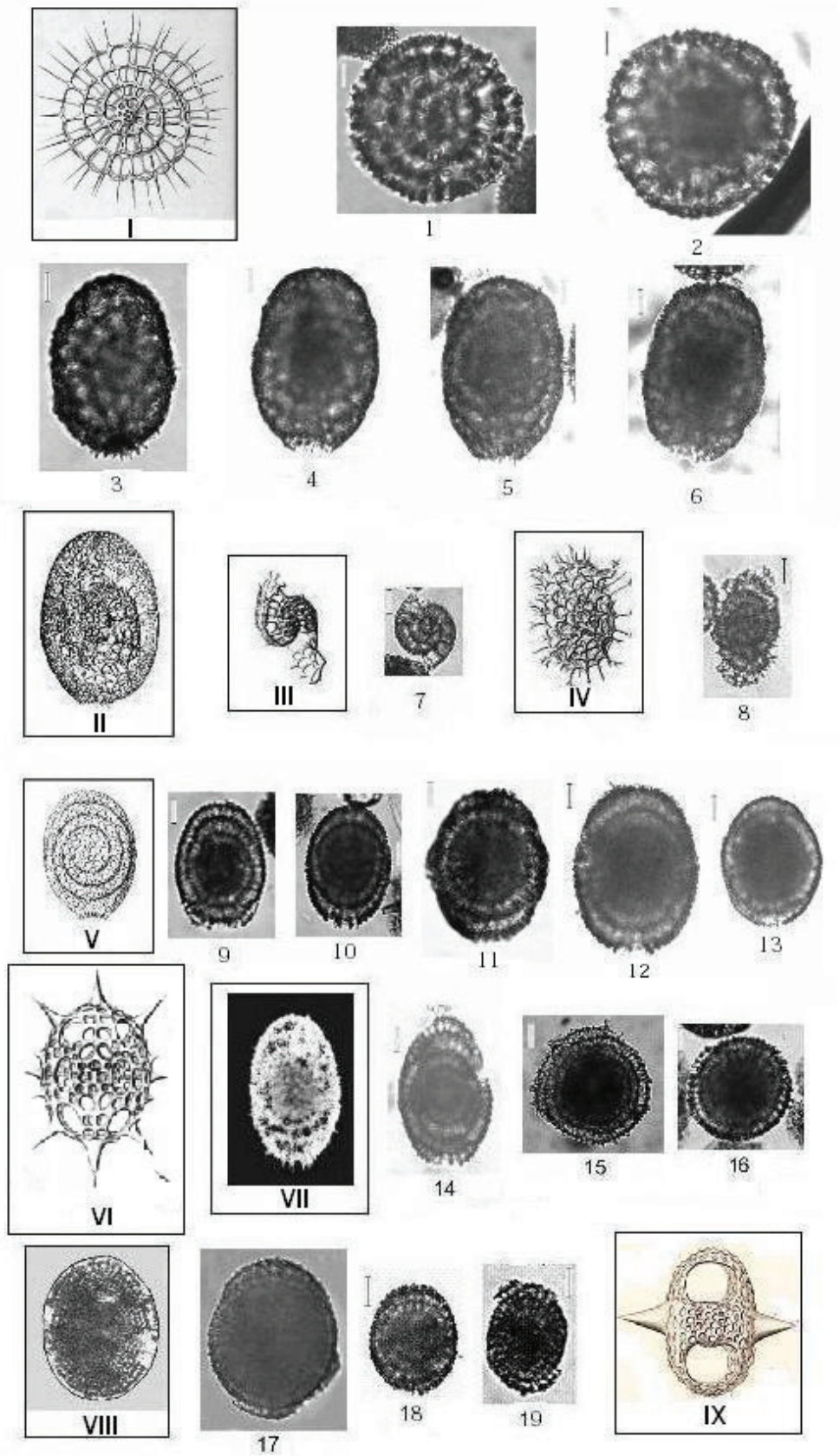
18 – обр. 56-434 В-32-1; глуб. 580,5–590,0 м, ранний миоцен;

19 – обр. 56-434 В-35-1; глуб. 609,0–618,5 м, ранний миоцен.

Фиг. IX. Типовой вид *Dizonium pleuracanthum* Haeckel.

ОЛИГОЦЕН	Ранний
	Средний
МИОЦЕН	Поздний

Таблица I



ДАРВИНОВСКИЙ ОТБОР: СПОСОБ ПРОИЗВОДСТВА НОВЫХ ВИДОВ ИЛИ ПЕРМАНЕНТНОЕ СОСТОЯНИЕ МАТЕРИИ?

Б.Ф. Чадов

Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Научные дискуссии по поводу юбилея Ч. Дарвина и его знаменитой книги показали, что сегодня научная общественность разделяет и идею эволюции, и дарвиновский тезис о существовании отбора в живой природе. Противоречия, как и прежде – в вопросе о роли отбора в эволюции. Одни, вслед за Ч. Дарвином, считают отбор главной движущей силой эволюции, другие – не признают за ним этой роли. Количество контраргументов с каждой стороны продолжает расти, не оставляя никаких надежд на прекращение спора. Все говорит о том, что обе стороны вот уже 150 лет находятся в плену некой систематической ошибки.

История представления о естественном отборе началась с шумного успеха первой публикации и дошла до экспериментов, доказывающих наличие отбора в живой природе. Успех расширился обнаружением отбора в неживой природе (физика, химия, астрономия), социуме, языке, психике (цит. по: [1]). А. Тахтаджан назвал отбор принципом тектологии [1], т.е. процесса, без участия которого не может возникнуть никакая структура. Расширение поля действия отбора, безусловно, увеличивает значимость этого процесса и поднимает авторитет Ч. Дарвина. При этом остаётся незамеченным, что генерализация идеи естественного отбора подрывает главный тезис Ч. Дарвина о первоочередной роли отбора в видообразовании.

Факт отбора как генерального события материального мира, вездесущность и всевременность отбора уже по логическим соображениям запрещают считать отбор причиной частного события, каким является видообразование. Действительно, причина *всего* (causa finalis, по Аристотелю) не может быть к тому же и причиной конкретного события (causa efficiens), в данном случае – видообразования.

Присутствие отбора в ситуации отсутствия видообразования [2], по законам логики, не что иное, как доказательство отсутствия его значения для видообразования. Если Ч. Дарвин и мог в своё время предполагать, что постоянно текущий отбор обязательно закончится образованием нового вида, современный биолог располагает надёжными данными о том, что этого не случается. Популяционная генетика свидетельствует о постоянно идущем отборе в популяциях живых организмов [3], но историческая реконструкция видообразования в живом мире не менее убедительно свидетельствует в пользу безрезультатности этого процесса в ряде таксонов за исторически длительные промежутки времени [4].

Споры сторонников и противников идеи Ч. Дарвина о роли отбора обычно кончаются утверждением

об отсутствии концепции эволюции, сравнимой по законченности и масштабу с рассматриваемой теорией. С этим невозможно не согласиться. По этой причине ниже делается попытка представить позитивную концепцию, разъясняющую в том числе и роль отбора в окружающем мире.

Модель «Начало материи» и роль естественно-го отбора в эволюции. Генетические исследования автора с коллегами привели к построению модели «квазицикл: ген проген» [5], формулировке смысла живого [6] и построению модели «Начало материи» философского порядка [6, 7]. Согласно модели, материя произошла из проматерии. Проматерия – это ламинарный поток, устремленный в бесконечность и обладающий колоссальной энергией (рис. 1). Возникновение материи вызвано преобразованием ламинарного потока в турбулентный, вихревой. Основой материи являются циклические и квазициклические (спиралевидные) вихри. Циклы и квазициклы означают повторяемость, повторяемость делает возможным отражение. Взаимное отражение частей созидает целое – материальную твердь. Вихри делят пространство на ограниченные сущности – вещи. Материя состоит из вещей. Энергию для дальнейшего развития и движение материя получает от проматерии. Проматерия ввиду отсутствия повторяемости не обладает возможностью самоотражения, поэтому не познаваема в принципе, хотя существует и является источником материи. Ламинарный поток как исходная точка отличает предлагаемую модель от гипотез, начинающих материю с хаоса [1, 8]. Модель напоминает гипотезу о вакуумной флуктуации как причине появления Вселенной [9].

Предложенная модель представляет материю в виде системы, однажды получившей импульс к развитию. Естественный отбор, по Дарвину, продолжает выполнять «задачу» преобразования ламинарного течения в вихревое. Отбор элиминирует не совершенные вихри. Совершенными являются вихри с четкой циклической или квазициклической (спиралевидной) траекторией. Отбраковываются энергозатратные вихри с большим распылением энергии. В соответствии с теоремой И.Р. Пригожина, отбор обеспечивает «*минимальное производство энтропии в неравновесной системе, находящейся в стационарном состоянии*». Иначе говоря, отбор выступает в качестве «средства против хаоса» в системе с циклическим движением.

Он имеет отношение в равной степени и к появлению новых циклов, и к поддержанию уже существующих. С позиции модели «Начала» естествен-

ный отбор присущ материи целиком и на всех стадиях её развития. Представленная выше картина отбора в приложении к модели «Начало» согласуется с пред-

ставлениями Манфреда Эйгена о существовании дарвиновского отбора среди циклических автокаталитических реакций [10].

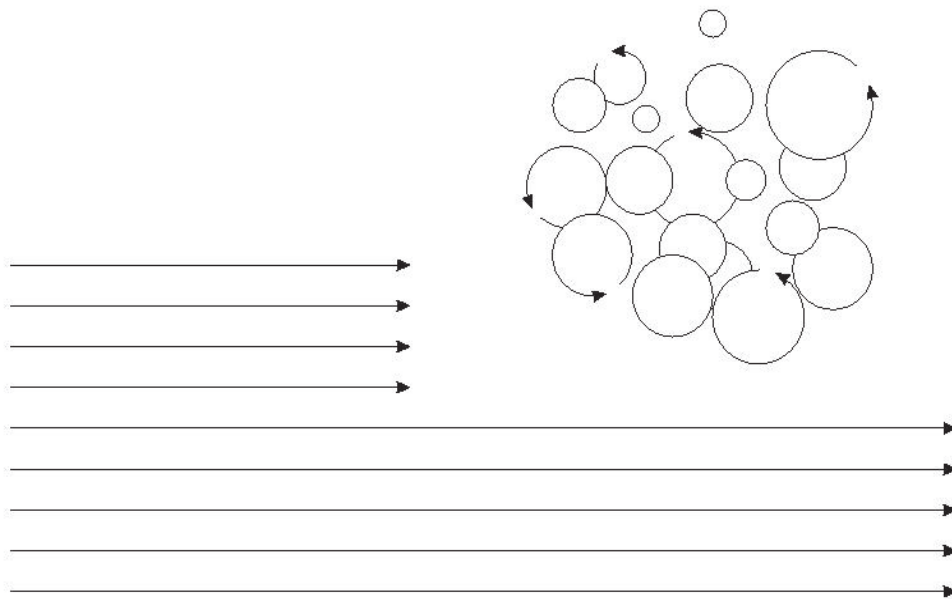


Рис. 1. Модель «Начало материи». Ламинарный поток проматерии превращается в вихревой. Циклические и квазициклические (спиралевидные) вихри проматерии создают материю – сущность с особыми свойствами

Отбор и выбор

В модели «Начало» отбор *причастен* к видообразованию, но не более. Роль настоящей причины (*causa efficiens*, по Аристотелю) выполняет не отбор, а *многошаговый выбор*. Это один из специфических видов изменчивости (рис. 2). Изменчивость включает в себя набор вариантов, различающихся по энергии. На рисунке варианты А–Г примерно равны по затрате энергии, хотя и разнятся по эффективности. В результате отбора среди А–Г преимущество получит вариант Г как самый эффективный (процесс, начавшийся на старте у верхней кромки плоскости, финиширует у нижней кромки, остальные варианты не доходят до финиша). Вариант Д замечателен тем, что количество энергии на старте у него гораздо выше, чем у вариантов А–Г. В результате этого он способен достигнуть цели, обойдя многочисленные препятствия путем последовательной серии шагов в разных направлениях. В представлении о цикличности материи выбор нового пути означает приращение новых циклов к уже существующим. Осуществление варианта Д в отличие от вариантов А–Г, означает увеличение сложности организма (рост негэнтропии). Как явствует из сказанного, в эволюционном процессе предлагается рассматривать энергию как величину, имеющую к нему непосредственное отношение. В дарвиновской схеме видообразования «изменчивость – наследственность – отбор» не предусмотрено места для энергии.

Эволюция и энергия

Эволюция может быть осуществлена только путем мутаций, значит, среди них должны быть мутации, меняющие энергетику организма [11]. опыты показали, что такие мутации существуют [12]. Они повышают потерю (диссипацию) энергии. Увеличение потери энергии не может пройти незамеченной для организма. Можно предположить, что у него появится мотивация к *избавлению от излишней энергопотери*. Это – новый аспект в механизме видообразования [12, 13].

Избавление от излишней энергопотери должно происходить путем образования мутаций, увеличивающих сложность организма. Негэнтропия нового вида должна возрасти, как этого требует неравновесная термодинамика [8].

Вместо заключения

Открытие Ч. Дарвином естественного отбора сильно и надолго укрепило эволюционную идею в естествознании, поскольку отбор был воспринят научной общественностью как реальный механизм видообразования. С открытием отбора получил поддержку и материалистический подход к окружающему миру. Однако идея отбора как причины видообразования не верна. Дарвиновская интерпретация роли отбора в эволюции нуждается в пересмотре. Естественному отбору принадлежит функция структуризации материи с момента её возникновения и до наших дней.

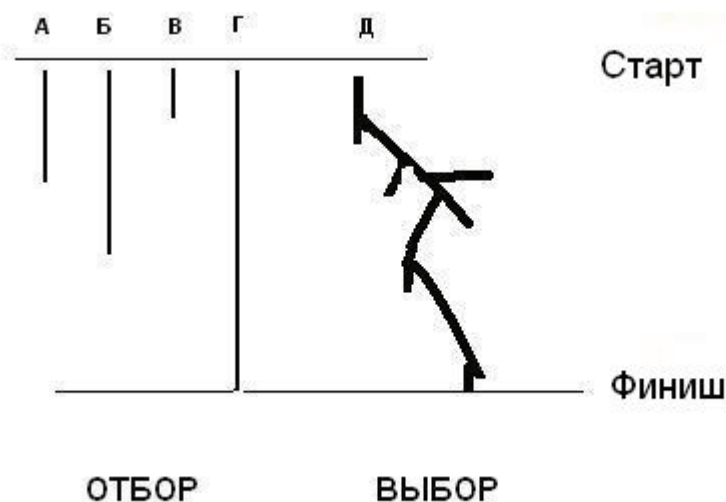


Рис. 2. Отбор и выбор. А–Д – варианты изменчивости живого организма на старте онтогенеза.

Варианты А–Г обладают примерно равной и небольшой энергией в отличие от варианта Д, обладающего большой энергией. Из набора А–Г только вариант Г в силу благоприятных обстоятельств достигает финиша (благополучное завершение онтогенеза). Варианты А, Б, В не доходят до финиша из-за препятствий, на преодоление которых у них недостаточно энергии. Таким образом, в наборе А–Г отбор происходит в пользу Г. Высокоэнергетичный вариант Д, сталкиваясь с препятствиями, неоднократно меняет направление движения (многошаговый выбор пути), в результате достигая финиша. Прохождение маршрута Д и в дальнейшем будет требовать необычно высокого запаса энергии на старте (увеличение негэнтропии нового организма)

Эта функция выше по уровню, чем функция видообразования живого. Что же касается видообразования, роль естественного отбора при этом – не более, чем роль общего условия (*causa finalis*). Отбор сопровождает и сопряжен к процессу видообразования (так же, как и ко многим другим материальным процессам), но непосредственной причиной (*causa efficiens*) видообразования является не отбор, а особый вид изменчивости – многошаговый выбор пути.

Экспериментальная часть работы поддержана грантом РФФИ № 08-04-00094.

Литература

1. *Тахтаджан А.Л.* Principia tectologica. Принципы организации и трансформации сложных систем: эволюционный подход. 2-е изд., доп. и перераб. СПб.: Изд-во СПХФА, 2001. 121 с.
2. *Шмальгаузен И.И.* Факторы эволюции (теория стабилизирующего отбора). М.: Наука, 1968. 451 с.
3. *Алтухов Ю.П.* Генетические процессы в популяциях. М.: Академкнига, 2003. 431 с.
4. *Eldredge N., Gould S.J.* Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism // *Models in paleobiology*. San Francisco: Freeman a. Cooper, 1972. P. 82–115.

5. *Чадов Б.Ф.* Квазицикл «ген-проген» – имманентное свойство живого // *Философия науки*. 2007. № 1 (36). С. 129–156.
6. *Чадов Б.Ф.* Цикличность живого и сущего // *Философия науки*. 2008. № 2 (37). С. 134–161.
7. *Чадов Б.Ф.* Циклическое движение как способ генерации материального // *Наука. Философия. Общество: Материалы V Российского философского конгресса*. Новосибирск: Параллель, 2009. Т. 1. С. 300.
8. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса: новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1986. 432 с.
9. *Панов А.Д.* Комментарии к ответам С.Д. Хайтуна. Эволюция: Проблемы и дискуссии / Отв. ред. Л.Е. Гринин, А.В. Марков, Ф.И. Коротаев. М.: Изд-во ЛКИ, 2010. С. 271–279.
10. *Эйген М, Шустер П.* Гиперцикл, принципы самоорганизации макромолекул. М.: Мир, 1982. 270 с.
11. *Галимов Э.М.* Феномен жизни: между равновесием и нелинейностью. Происхождение и принципы эволюции. М.: Едиториал УРСС, 2001. 256 с.
12. *Федорова Н.Б., Чадова Е.В., Хоцкина Е.А., Чадов Б.Ф.* Генетические мутации, подготавливающие процесс видообразования // *Фактори експериментальної еволюції організмів*. Киев: Логос. 2009. Т. 6. С. 24–28.
13. *Чадов Б.Ф.* Концепция естественного отбора Ч. Дарвина в XXI веке // *Фактори експериментальної еволюції організмів*. Киев: Логос, 2009. Т. 6. С. 29–33.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЧЕРЕПАХ – НЕРЕШЕННАЯ ПРОБЛЕМА ПАЛЕОНТОЛОГИИ

Г.О. Черепанов

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

Черепашки – уникальная группа позвоночных животных. Они имеют короткий беззубый череп анапсидного типа. Их туловище заключено в панцирь – консолидированную и иммобилизованную структуру, сложенную разнообразными костными пластинками. Для черепах характерно необычное размещение поясов конечностей: так, лопатки черепах лежат под ребрами, а не над ребрами, как у других четвероногих. В отличие от большинства высших позвоночных, у черепах нет грудины, и отсутствуют вентральные части ребер. Следовательно, у них не сформирована замкнутая грудная клетка – важнейший признак амниот.

Необычные конструктивные особенности черепах издавна привлекали внимание исследователей. Однако морфологический разрыв между черепахами и типичными тетраподами затруднил решение вопроса об их происхождении. В результате в качестве ближайших предков черепах (или родственников) стали рассматриваться самые различные группы древних амниот. Уже на рубеже XIX–XX вв. существовало несколько альтернативных филогенетических предположений. Дальнейшее накопление и уточнение палеонтологических данных лишь расширило спектр вероятных предков черепах.

Выдвинутые филогенетические гипотезы можно сгруппировать в несколько категорий, отличающихся методологическими подходами и отражающих логику исторического развития филогенетики.

1. Гипотезы внешнего сходства. Это наиболее ранние предположения относительно происхождения черепах. Так, сходство посткраниального скелета черепах и завроптеригий (плезиозавров и плакодонтов) позволило предполагать, что между ними существует близкое родство. В отношении плезиозавров эта идея была высказана Бауром [3], мнение о связи черепах и плакодонтов нашло отражение в ранних работах Йекеля [12].

2. Сравнительно-морфологические гипотезы. Разработанная в конце XIX в. теория височных окон позволила выделить рептилий с полной крышей черепа в особый подкласс Anapsida, включающий черепах. Таким образом, была заложена основа идеи об их происхождении от древних анапсид – котилозавров. С этого времени предметом оживленных дискуссий становится вопрос о том, какие именно анапсидные рептилии дали начало черепахам. В качестве таких предковых или близкородственных таксонов по мере накопления данных стали рассматриваться диадекты [5], парейзавры [11], проколофоны [2] или капторинорфы [8].

Особая точка зрения на происхождение черепах была инициирована описанием эвнотозавра (*Eunotosaurus*) – небольшой рептилии из верхнепермских отложений Южной Африки. Эта форма обладала яркими чертами сходства с черепахами в строении посткраниального скелета, что позволило считать ее непосредственным предком или, по крайней мере, ближайшим родственником черепах [21]. Однако в ходе переизучения остатков мнение о тесных связях эвнотозавра с черепахами было отвергнуто [17].

3. Кладистические гипотезы. В современных филогенетических исследованиях, основанных на кладистическом анализе палеонтологических данных, взаимоотношения черепах с другими группами рептилий по-прежнему не находят однозначной оценки. Так, согласно мнению одних авторов [9], черепахи дивергировали от ранних капторинорфов (*Captorhinida*), или это сестринские группы. Другие авторы [6] выдвигают гипотезу о черепахах как о группе, сестринской завроптеригиям, причем оба эти таксона кладут в основу лепидозавроморфной филогенетической линии. Широкую поддержку находит и мнение о паререптилийной природе черепах и их близкородственных связях с проколофонами [16] или парейзаврами [18]. Современные молекулярно-генетические исследования вносят еще большую сумятицу, относя черепах то к лепидозавроморфным, то к архозавроморфным рептилиям [22].

Ископаемые остатки древнейших черепах долгое время были известны только из отложений позднего триаса Германии [7]. Отсюда описаны две формы: хорошо изученный по нескольким полно сохранившимся скелетам проганохелис (*Proganochelys*) и известный только по панцирю протерохерсис (*Proterochersis*). Проганохелис, по наличию у него примитивных черт в строении черепа (полная крыша, небные зубы) и панциря (большое число щитков и пластинок), был выделен в особую базальную группу черепах – *Proganochelydia*. Сходство по некоторым признакам протерохерсиса и бокошейных черепах позволило рассматривать эту форму как близкую к предкам *Pleurodira*.

С конца прошлого века география находок триасовых черепах стала расширяться. Они были обнаружены в Таиланде [4], Гренландии [13], Аргентине [20], Китае [19] и США [14]. Таким образом, уже в позднем триасе черепахи были многочисленны, разнообразны и широко распространены. Триасовая фауна черепах насчитывала несколько хорошо очерченных родов (*Proganochelys*, *Proterochersis*, *Palaeochersis*, *Chinlechelys*, *Odontochelys*), причем,

по-видимому, это представители не только разных таксономических, но и экологических групп: водные и наземные формы.

Наиболее значимым палеонтологическим открытием последнего времени является описание одонтохелиса (*Odontochelys semitestacea*) из верхнетриасовых морских отложений Юго-Западного Китая [19]. Эта черепаха отличается от всех ранее известных форм комплексом уникальных признаков. Ее череп заметно удлинён, а челюсти несут зубы. Пластрон хорошо сформирован и почти консолидирован (имеются лишь узкие медиальные фонтанели), в то время как карапакс демонстрирует значительное недоразвитие. Реберные пластинки слабо расширены и не контактируют между собой, краевых пластинок нет. Как полагают авторы, исследовавшие одонтохелиса, эта форма показывает промежуточную ступень эволюции панциря и ассоциированных с ним структур. Однако не исключено, что своеобразное строение посткраниального скелета одонтохелиса может иметь и другое объяснение. Морской генезис местонахождения и широкие приспособленные к гребле конечности указывают на водную специализацию этой черепахи. Следовательно, рудиментарное состояние ее карапакса может быть не первичным (примитивным) признаком, а вторичным, приобретенным в результате редукции до этого более консолидированного панциря. Как показывают палеонтологические данные, процесс подобной редукции был характерен для многих водных черепах.

Несмотря на значительный прирост палеонтологических данных, они не проливают свет на проблему происхождения черепах. Эта проблема по-прежнему остается одной из самых сложных и интригующих в филогении позвоночных. По нашему мнению, ее решение кроется не только в получении новых палеонтологических данных (появление которых часто является делом случая), но и в анализе сведений, уже имеющихся в области других биологических наук, в частности генетики и биологии развития.

Внезапное появление палеонтологической летописи и отсутствие выраженных переходных форм между черепахами и «типичными» тетраподами позволило предполагать, что становление таксона черепах произошло в результате очень быстрых морфологических изменений, т.е. сальтационно [10]. Изначально теория сальтаций была создана на базе представлений, что ведущую роль в появлении макротаксонов играют крупные мутации, порождающие «успешных монстров». Однако исследования в области биологии развития показали пороговый характер многих морфогенетических реакций, доказав, что даже незначительные сдвиги в генетической программе развития могут приводить к существенным преобразованиям в строении взрослого организма.

Проведенные в последние годы генетические исследования показали, что при онтогенезе панциря не выявляется экспрессия специфических для черепах генов [15]. Это позволяет сделать заключение о

модифицированном характере генетического регуляторного механизма их развития. Согласно такому взгляду, в эволюции черепах произошло изменение степени участия общих для амниот регуляторных генов в контроле морфогенетических процессов, а не вовлечение в эти процессы новых генов, которые были бы свойственны только черепахам.

Модификационные изменения в генетической программе предков черепах неизбежно выразились в преобразовании их морфологического типа – в переформировании скелета туловища в панцирь. Это подтверждают морфогенетические исследования, согласно которым все элементы панциря черепах представляют собой не более чем модификации костей базального скелета тетрапод [1]. Позвоночные и реберные пластинки – это разросшиеся в дерме невральные дуги позвонков и рёбра; пластинки пластрона – видоизмененные гастралии, ключицы и межключицы; краевые, надхвостовые и хвостовая пластинки – типичные рептилийные остеодермы. Нетипичное положение поясов конечностей у черепах, на которое всегда обращалось особое внимание, имеет простое объяснение с точки зрения морфогенеза. Оно обусловлено редукцией межрёберной мускулатуры и разрастанием рёбер (в виде реберных пластинок) в дермальном слое кожи карапакса, что и приводит к перекрыванию этими преобразованными элементами осевого скелета расположенных под кожей костей грудного и тазового поясов.

Появление свойственных черепахам генетических и морфогенетических новаций, по-видимому, могло произойти относительно быстро, поскольку оно не потребовало создания новых структур с собственной генетической базой. Таким образом, модификационный характер генетических реакций, которые мы наблюдаем в ходе развития панциря, а также обусловленные ими модификации в посткраниальном скелете могут служить существенными аргументами в пользу гипотезы быстрого эволюционного становления общего плана строения черепах – тестудинатного морфотипа.

Работа поддержана АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 гг.)» № 2.2.3.1.2456.

Литература

1. Черепанов Г.О. Панцирь черепах: морфогенез и эволюция. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2005. С. 1–184.
2. Appleby R.M. On the cranial morphology of *Ichthyosaurus* // Proceedings of the Zoological Society of London. 1961. Vol. 137. P. 330–370.
3. Baur G. On the phylogenetic arrangement of the Sauropsida // Journal of Morphology. 1887. Vol. 1. P. 93–104.
4. Broin F., Ingavat R., Janvier J., Sattayarak N. Triassic turtle remains from northeastern Thailand // Journal of Vertebrate Paleontology. 1982. Vol. 2. P. 41–46.
5. Case E.C. The osteology of the Diadectidae and their relations to the Chelidosauria // Journal of Geology. 1905. Vol. 13. P. 126–159.

6. DeBraga M., Rieppel O. Reptile phylogeny and the interrelationships of turtles // *Zoological Journal of the Linnean Society*. 1997. Vol. 120, № 3. P. 281–354.
7. Gaffney E.S. The comparative osteology of the triassic turtle *Proganochelys* // *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 1990. Vol. 194. P. 1–263.
8. Gaffney E.S., McKenna M.C. A Late Permian captorhinid from Rhodesia // *American Museum Novitates*. 1979. № 2688. P. 1–15.
9. Gauthier J., Kluge A.G., Rowe T. The early evolution of the Amniota // *The Phylogeny and Classification of the Tetrapods*. Oxford: Clarendon Press, 1988. P. 103–155.
10. Gilbert S.F., Loredó G.A., Burke A.C. Morphogenesis of the turtle shell: the development of a novel structure in tetrapod evolution // *Evolution and Development*. 2001. Vol. 3, № 2. P. 47–58.
11. Gregory W.K. Pareiasaurs versus placodonts as near ancestors to the turtles // *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 1946. Vol. 86. P. 275–326.
12. Jaekel O. Über *Placochelys* n-g. und ihre Bedeutung für die Stammesgeschichte der Schildkröten // *Neues Jahrbuch für Mineral Geologie und Palaeontologie*. 1902. Bd. 1. S. 127–114.
13. Jenkins Jr., F.A. et al. Late Triassic continental vertebrates and depositional environments of the Fleming Fjord Formation, Jameson Land, East Greenland // *Meddelelser om Grønland Geoscience*. 1994. Vol. 32. P. 1–25.
14. Joyce W.G., Lucas S.G., Scheyer T.M., Heckert A.B., Hunt A.P. A thin-shelled reptile from the Late Triassic of North America and the origin of the turtle shell // *Proceedings of the Royal Society (B)*. 2009. Vol. 276. P. 507–513.
15. Kuraku S., Usuda R., Kuratani S. Comprehensive survey of carapacial ridge-specific genes in turtle implies co-option of some regulatory genes in carapace evolution // *Evolution and Development*. 2005. Vol. 7, № 1. P. 3–17.
16. Laurin M., Reisz R.R. A reevaluation of early amniote phylogeny // *Biological Journal of the Linnean Society*. 1995. Vol. 113. P. 165–223.
17. Lee M.S.Y. *Eunotosaurus* reinterpreted as an aberrant synapsid // *Abstracts of the Second World Congress of Herpetology*. 1993. P. 150.
18. Lee M.S.Y. Pareiasaur phylogeny and the origin of turtles // *Proceedings of the Royal Society of London*. 1997. Vol. 120. P. 197–280.
19. Li C., Wu X-C., Rieppel O., Wang L-T, Zhao L-J. An ancestral turtles from the Late Triassic of southwestern China // *Nature*. 2008. Vol. 456. P. 497–501.
20. Rougier G.W., de la Fuente M.S., Arcucci, A.B. Late Triassic Turtles from South America // *Science*. 1995. Vol. 268, № 5212. P. 855–858.
21. Watson D.S.M. *Eunotosaurus africanus* Seeley and the ancestors of the Chelonia // *Proceedings of the Zoological Society of London*. 1914. Vol. 77. P. 1011–1020.
22. Zardoya R., Meyer A. Complete mitochondrial genome suggests diapsid affinities of turtles // *Proceedings of the Natural Academy of Science of USA*. 1998. Vol. 95. P. 14226–14231.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ЧИСЛЕННОСТИ ВИДОВ МОРСКИХ ЖИВОТНЫХ, ЦИКЛИЧНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ БИОГЕННОГО КИСЛОРОДА И УГЛЕВОДОРОДОВ В ФАНОРОЗОЕ

И.Г. Яценко, Ю.М. Полищук

Институт химии нефти СО РАН, г. Томск, Россия

Общеизвестна определяющая роль солнечного излучения в эволюции жизни на Земле. Начиная с работ Вернадского по теории биосферы, принято считать, «что газовая оболочка Земли сформировалась под сильнейшим воздействием живого вещества» [1]. Известно, что изменение содержания кислорода в атмосфере в фанерозойский период в существенной мере определялось эволюционными процессами биосферы, в частности изменением биологического разнообразия [2]. В работах [1, 3] показано, что цикличность нефтенакпления в осадочной оболочке Земли обусловлена становлением кислородной атмосферы и увеличением массы углерод-водородной (УВ) оболочки в стратифере Земли. Однако исследований количественных взаимосвязей циклических изменений массы углерод-водородной оболочки Земли с изменением биоразнообразия в фанерозое до сих пор не проводилось, что и явилось основной целью настоящей работы. В качестве показателя палеобиоразнообразия было использовано число видов морских животных, наиболее полная информация об

изменении которых в истории Земли содержится в уникальной базе данных Дж. Сепкоски [4, 5]. В качестве источника информации о накопленных запасах нефтей была использована глобальная база данных (БД) по физико-химическим свойствам нефтей [6], созданная в Институте химии нефти СО РАН, которая в настоящее время включает информационные записи о 18 300 образцах нефти из всех основных нефтегазоносных бассейнов мира.

По данным [2], число видов организмов в истории Земли в среднем оценивается величиной 400–500 млн. При этом считается, что в настоящее время на Земле могут существовать не менее 10–35 млн видов растений, животных и микроорганизмов, хотя научно описаны около 1,8 млн видов. Ввиду отсутствия количественных оценок планетарного биоразнообразия в фанерозойской истории Земли в качестве показателя биоразнообразия для проведения анализа указанных взаимосвязей будем использовать число видов морских животных, изменения которого можно изучать с использованием палеонтологиче-

ской летописи морских животных, представленной информацией из базы данных Дж. Сепкоски [4, 5]. По данным Дж. Сепкоски на рис. 1 и 2 представлены графики изменения видового разнообразия морских животных в фанерозе.

График на рис. 1 отображает изменение общего количества существовавших видов морских животных, а график на рис. 2 – изменение общего количества вымерших видов морских животных. Виден рост видового разнообразия морских животных в ордовике (появилось много новых классов животных и были освоены новые места обитания), рост в карбоне, глубокий спад в силуре и триасе, рост в меловой системе и кайнозое. График изменения общего количества видов морских животных (рис. 1) позволяет подразделить фанерозою историю морской биоты на отчетливые периоды с выраженным ростом количества видов в ордовикской, каменноугольной и меловой системах, совпадающие по времени с серединами геотектонических циклов (каледонским, герцинским и альпийским). А спады в численности видов морских животных (рис. 1) совпадают с переходными периодами на границах геотектонических циклов [3], а именно, между байкальским и каледонским циклами в интервале времени «венд – кембрий», между каледонским и герцинским циклами в интервале «силур – девон» и между герцинским и альпийским циклами в триасе.

Аналогичную закономерность проявляет и динамика вымирания морской биоты (рис. 2) с выраженными периодами крупных вымираний видов морских животных, совпадающими по времени с серединами геотектонических циклов. В экологической литературе такие периоды значительных вымираний биологи-

ческих видов и видов, во время которых происходили изменения направления развития биосферы, сопровождавшиеся вспышками видообразования, принято рассматривать как экологические катастрофы. Судя по графикам на рис. 1 и 2, такими катастрофическими периодами в полной мере можно назвать ордовик, в котором наблюдается всплеск видового разнообразия и массовое вымирание (ордовикская радиация), карбон – всплеск видового разнообразия и рост числа вымерших видов морских животных, и мел, в котором также можно отметить рост разнообразия морской биоты и массовое вымирание видов.

Известно, что в эти периоды фанерозоя происходили наиболее значительные изменения в биологическом разнообразии: в ордовике – экспансия водорослей и быстрое распространение беспозвоночных с твердым скелетом, в карбоне – экспансия наземной растительности, в юрском и меловом периодах – расцвет и экспансия теплолюбивых растений, заселение континентов животными. В эти периоды геологической истории осадочная оболочка Земли интенсивно и в возрастающем темпе обогащается мертвой органикой, следовательно, прогрессирует рост массы углерод-водородной оболочки. Действительно, как видно на рис. 1, рост массы УВ-оболочки, определяющей нефтепроизводящий потенциал земных недр, подобно изменению общего количества видов морских животных, наблюдается в ордовике, карбоне и меловой системе. Обращает на себя внимание временной ход изменения разведанных запасов нефти [6], который показывает, что их рост (рис. 2), как и увеличение массы УВ-оболочки (рис. 1), наблюдается в ордовике, карбоне и меле.



Рис. 1. Изменения видового разнообразия морских животных и массы атмосферного кислорода в фанерозе



Рис. 2. Изменения видового разнообразия морских животных, массы углерод-водородной оболочки Земли и объемов запасов нефти

Вышеизложенное показывает, что все рассмотренные фанерозойские временные ходы количества существовавших и вымерших видов морских животных, массы биогенного кислорода, массы углерод-водородной оболочки и разведанных запасов нефти как показателя образования и накопления углеводородов в осадочном слое Земли проявляют циклический характер с периодами роста в середине геотектонических циклов и с периодами падения на границах этих циклов. Такая дружная согласованность (скоррелированность) изменений во времени количественных показателей разнородных геосферно-биосферных процессов подтверждается высокими значениями коэффициентов парной корреляции, рассчитанных с использованием данных из базы данных Сепкоски [4, 5] и глобальной базы данных о свойствах нефтей [6]. Так, достаточно высокая корреляция (0,56) выявляется между циклическими изменениями массы биогенного кислорода, накопленного в атмосфере, и числом вымерших видов морских животных. Высокое значение коэффициента корреляции (0,84) между изменениями объема разведанных запасов нефти как показателя образования и накопления углеводородов и численностью видов вымерших животных является подтверждением взаимосвязи между этими процессами.

Высокий коэффициент корреляции (0,82) между числом существовавших и вымерших видов животных можно объяснить существенным влиянием глобальных экологических катастрофических явлений в биосфере на структурную перестройку биоразнообразия в срединных геотектонических циклов. Как видно на рис. 2, рост интенсивности образования и накопления в осадочной оболочке Земли углеводородов в фанерозое наиболее отчетливо проявляется, как и рост количества видов

морских животных в периоды, совпадающие по времени с серединами геотектонических циклов. Полученные в данной работе результаты исследования взаимосвязи циклических процессов образования и вымирания видов морских животных в истории Земли и циклическости глобальных геосферно-биосферных процессов образования и накопления биогенного кислорода в атмосфере и углеводородов в литосфере не только расширяют теоретические представления об эволюции биосферы в фанерозое, но и могут быть полезны в решении практических задач оценки перспектив нефтегазоносности новых территорий.

Литература

1. Трофимук А.А., Молчанов В.И., Параев В.В. Биогенный кислород атмосферы – эквивалент углеводородной оболочки во взаимодействии внешних геосфер // Вестник Отделения наук о Земле РАН. 2000. № 3 (13). Режим доступа: http://www.scgis.ru/rus-sian/cp1251/h_dgggms/3-2000/trophimuk.htm#begin
2. Лебедева Н.В., Дроздов Н.Н., Кривоулицкий Д.А. Биологическое разнообразие. М.: ВЛАДОС, 2004. 432 с.
3. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Эволюция биосферы и циклические процессы нефтенакпления в фанерозое // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 58–63.
4. Марков А.В., Кортаев А.В. Динамика разнообразия фанерозойских морских животных соответствует модели гиперболического роста // Журнал общей биологии. 2007. № 1. С. 1–12.
5. Sepkoski J.J. Limits to randomness in paleobiologic models: the case of Phanerozoic species diversity // Acta Palaeontologica Polon. 1993. Vol. 38, № 3–4. P. 175–198.
6. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Физико-химические свойства нефтей: статистический анализ пространственных и временных изменений. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 109 с.

Секция 2. ИЗМЕНЕНИЕ ФАКТОРОВ СРЕДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОТ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФОРАМИНИФЕР В ДЕВОНЕ НА УРАЛЕ

А.Л. Анфимов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Позднесилурийские фораминиферы лучше всего изучены на восточном склоне Северного Урала в разрезах по рекам Исток, Колонга, Вагран, Тура, Выя, Ис [7]. Наиболее богатые комплексы фораминифер здесь наблюдаются в бобровском горизонте пржидольского яруса, в вышележащем североуральском горизонте видовое разнообразие сокращается: исчезают архесфериды, часть ерландид, кривросфероидиды, почти все ивановеллиды и калигеллиды (род *Eotikhinella* T. Pronina). Остаются *Earlandia pseudoelegans* Pronina, *E. levata* Pron., *Cribrosphaeroides apertus* Pron., *Eoammosphaeroides subrus* Pron., *Tubeporina umblicata* Pron., *T. caudata* Pron., *Bisphaera tenue* Pron., описанные и в известняках сарайнинского горизонта лохковского яруса нижнего девона. На границе силура и девона новых таксонов фораминифер не появляется: можно сделать вывод, что в их развитии в начале девона наблюдается унаследованность.

В вышележащем саумском горизонте лохковского яруса продолжается снижение видового разнообразия фораминифер: исчезают почти все кривросфероидиды, единственная раузериноиды, все туберитиниды. Небogatый комплекс фораминифер саумского горизонта представлен *Earlandia pseudoelegans* Pronina, *E. levata* Pron., *Cribrosphaeroides semicircularis* L. Petr., *Bisphaera tenue* Pron., *Archaelagena porrecta* Petr., *Paracaligella (Glubokovella) acuta* Pron.

Сходные явления наблюдаются и в породах вижайского и тошемского горизонтов пражского яруса нижнего девона, где из всех перечисленных фораминифер известна только *Earlandia pseudoelegans* Pronina. Можно сделать вывод, что раковины фораминифер в раннем девоне одно- или двухкамерные, стенки одно- или двуслойные, скрыто- или грубопористые, устья отсутствуют или слабо развиты, наблюдаются нерегулярные пережимы и выросты стенок, образующие несколько псевдокамер.

В эмское время на восточном склоне Северного Урала происходит увеличение скорости отрицательных тектонических движений: если в лохковское время накопились карбонатные породы мощностью 200–700 м, в пражское – 0–250 м, то в эмское – 800–1 425 м [1]. В пражский век наблюдается сокращение карбонатонакоплений. В разрезе фиксируется стратиграфический перерыв, с которым связаны бокситы Североуральска. Это могло стать причиной

постепенного обеднения видового состава фораминифер. Эмская же трансгрессия привела к появлению в разрезах новых таксонов фораминифер: сем. *Uralinellidae*, *Archaesphaeridae*, *Ammodiscidae*, новых видов сем. *Cribrosphaeroididae*, *Tuberitinae*, *Parathuramminidae*, *Caligellidae*, *Bisphaeridae*. Увеличение таксономического разнообразия сопровождается появлением новых особенностей в строении раковин: они становятся более симметричными, приобретают устьевые возвышения, дополнительные элементы скелета в виде шипов, диск прикрепления, большие по диаметру поры, тонкие или трехслойные стенки. Если в лохковское и пражское время фораминиферы относились к бентосу прикрепленному или слабоподвижному, то в эмское время появляется большое количество планктонных форм, хотя сохраняется немало и бентосных прикрепленных фораминифер.

В среднем девоне на Урале наблюдается снижение скорости отрицательных тектонических движений и, как следствие этого, замедление темпов карбонатообразования. На восточном склоне Урала эйфельские известняки имеют мощности 30–300 м, живетские – 250–500 м, т.е. скорости тектонических опусканий замедляются более чем в два раза по сравнению с эмсом; в живете по сравнению с эйфелем скорость погружения земной коры несколько выше. На западном склоне Урала мощности известняков эйфельского и живетского ярусов значительно меньше и составляют 20–160 м. В отложениях эйфельского яруса не обнаружено ни одного нового семейства фораминифер. Из числа новых родов и видов можно отметить появление *Tamarina corpulenta* L. Petr., *Eotuberitina reitlingerae* (A. Miklukho-Maclay) [6]. Продолжают существовать немногочисленные представители сем. *Cribrosphaeroididae* и *Parathuramminidae*. Следовательно, на границе нижнего и среднего девона происходит не появление, а исчезновение многих таксонов фораминифер.

В отложениях чеславского, кыновского (западный склон) и высотинского (восточный склон) горизонтов живетского яруса таксономический состав фораминифер значительно разнообразнее: впервые появляются представители сем. *Nanicellidae*, *Moravamminidae* и *Psammosphaeridae*, широко распространяются род *Irregularina*, новые виды сем. *Bisphaeridae*, *Cribrosphaeroididae*, *Parathuramminidae*, *Tuberitinae*,

Earlandiidae, Rauserrinidae. У мораваммин возникает трубчатая раковина со спирально свернутой начальной камерой и прямой или слабоизогнутой трубкой, подразделенной перегородками или выступами стенки на камеры. Многочисленные камеры наблюдаются и в раковинах *Pseudopalmula karaukensis* Вукова, *Hipporina hastila* Вукова, описанных в известняках кыновского горизонта на западном склоне Урала. У *Pseudopalmula karaukensis* Вукова раковина имеет овально-ромбовидную форму и состоит из двурядно расположенных камер, сходящихся под острым углом. Двусторонняя симметрия характерна и для *Nanicella tchernyshevia* со спирально-плоскостной раковиной, разделенной перегородками на многочисленные камеры, описанной в известняках этого же горизонта. Раковины с многочисленными четко обособленными и регулярно сегментированными камерами ранее не наблюдались, как и плоскоспиральные раковины. Появление двусторонней симметрии, вероятнее всего, связано с увеличением степени подвижности фораминифер. Это, в свою очередь, обусловлено трансгрессией в кыновское время, последовавшей после предпашийского перерыва в живете [10].

В верхнем девоне на западном склоне Урала имеют место стратиграфические перерывы, в результате чего на Южном Урале карбонатные породы франского возраста отсутствуют или имеют сокращенную мощность; на Северном и Среднем Урале мощность франских пород составляет 135–380 м, фаменских – 210–395 м. На восточном склоне Урала практически повсеместно наблюдался перерыв в осадконакоплении, исключения составляют Режевской и Алапаевско-Каменский районы [2, 4, 12], где во фране накопилось 156–350 м, в фамене – 250–404 м карбонатных пород. Следовательно, для позднего девона на Урале характерны контрастные тектонические движения; скорость опускания земной коры осталась примерно такой же, как и в живете.

В силу указанных выше причин лучше изучены верхнедевонские разрезы западного склона Урала, где во франских породах снизу вверх был выделен ряд фораминиферовых зон: *Evlania parva* – *Nanicella uralica*, *Nanicella bella*, *Paratikhinella* – *Tikhinella measpis* – *Nanicella porrecta*, *Tikhinella pirula*, *Cornuspira jubra*, *Multiseptida corallina*, *Eonodosaria* – *Eogeinitzina* – *Juferevella* [9]. В целом франский комплекс фораминифер намного разнообразнее живетского: если в живете было определено около 30 видов, то во франских отложениях было отмечено уже более 50 видов. В основании франы здесь залегает карбонатный саргаевский горизонт с фораминиферами сем. *Bisphaeridae*, *Cribrosphaeroididae*, *Parathuramminidae*, *Nanicellidae* и формами неопределенного систематического положения *Semitextularia* ex. gr. *semilukensis* Вукова [8, 12]. На этом уровне впервые появляются семитекстулярииды с их двухрядой в начальной части и однорядной в последующем раковинной, подразделенной на многочисленные

камерки, с несколькими устьями, расположенными в ряд вдоль желобка [3]. Большое распространение получают наницеллиды: *Nanicella uralica* Tchuvashov, *N. ovata* Reitlinger, *N. eugeni* Tchern. На восточном склоне Урала разновозрастные известняки известны в разрезе «Покровское», где определены немногочисленные паратурамминиды, археосфериды, наницеллиды [4, 5]. Такие же немногочисленные комплексы фораминифер сем. *Parathuramminidae*, *Nanicellidae* определены и в вышележащем домининовом горизонте на западном склоне Урала, где в качестве зонального вида предложен вид *Nanicella bella* Вукова [9].

Следующий этап в развитии фораминифер характеризуется появлением в карбонатных породах мендымского горизонта нового семейства *Paratikhinellidae*. Паратикхинеллиды отличаются прямой или слабоизогнутой субцилиндрической раковиной, подразделенной на ряд камер пережимами, псевдосептами или септами, сегментация бывает как регулярной, так и зачаточной; здесь впервые появляются прямые многокамерные раковины.

Вышележащий аскынский горизонт франа шире распространен и на западном, и на восточном склонах Урала, на восточном склоне он соответствует верхней части губинского горизонта [12]. В этом интервале выделены снизу вверх следующие фораминиферовые зоны: *Tikhinella pirula*, *Eotournaella jubra* (*Cornuspira jubra*), *Multiseptida corallina*, *Eonodosaria* – *Eogeinitzina* – *Juferevella* [9]. У эотурнаеллы наблюдается дисковидная, почти спирально-плоскостная раковина с незначительным колебанием оси навивания и слабовыраженной сегментацией. Колебания оси навивания ранее не наблюдалось. Раковины фораминифер сем. *Eonodosariidae* прямолинейные, многокамерные, с двуслойными стенками, нередко с вторичными радиально расположенными септами (ранее у паратикхинеллиды стенка была однослойная). Раковина *Multiseptida corallina* характеризуется раковиной из низких и широких камер, медленно расширяющихся и возрастающих в высоту; в раковине появляются также вторичные радиальные септы, перпендикулярные по отношению к первичным. На этом уровне у раковин появляются вторичные септы, стенки у прямых многокамерных раковин эонодозарий и эогейнитцин становятся двуслойными.

Итак, можно выделить следующие этапы развития фораминифер на Урале:

1. Раннедевонского угасания – лоховский и пражский ярусы.
2. Раннедевонского расцвета – эмский ярус.
3. Среднедевонского упадка – эйфельский ярус.
4. Средне-, позднедевонского начала расцвета – живетский ярус – нижефранский подъярус.
5. Позднефранского расцвета – верхнефранский подъярус.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 09-05-00344.

Литература

1. Анфимов А.Л. Карбонатное и терригенное накопление в девоне Урала как показатель отрицательных вертикальных движений земной коры // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2007. С. 9–12
2. Анфимов А.Л., Чувашов Б.И. Верхнедевонские отложения на р. Реж у с. Сохарево (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2007. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 3–11.
3. Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. и др. Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 1993. 126 с.
4. Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 1999. С. 68–73.
5. Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А. и др. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии Урала. Девонская система. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 22–33.
6. Петрова Л.Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. Новосибирск: Наука, 1981. С. 81–101.
7. Петрова Л.Г., Пронина Т.В. Фораминиферы силура и нижнего девона восточного склона Северного и Среднего Урала // Девон и карбон азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 43–62.
8. Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключкина М.Л., Анфимов Л.В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V: Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
9. Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. Фораминиферная шкала девонской системы Урала – состояние изученности и корреля потенциал // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 ПМГК/Международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. С. 41–44.
10. Чувашов Б.И. История развития и биоэкономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 132 с.
11. Чувашов Б.И. Фораминиферы и водоросли из верхнедевонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала // Фораминиферы девона и перми Урала: Тр. Ин-та геологии. Свердловск: Уральский рабочий, 1965. Вып. 74. С. 3–153.
12. Унифицированные корреляционные схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. Девон. Западный склон Урала: Лист 1–14. Восточный склон Урала: Лист 1–16.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ И РАССЕЛЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ ФАУН РАДИОЛЯРИЙ

М.С. Афанасьева¹, Э.О. Амон²

¹ Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, г. Москва, Россия

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Палеобиогеография фоссильных форм жизни является одним из важных направлений палеонтологии [18]. В биогеографии современного живого покрова планеты, или, как говорят, необиогеографии, огромную роль играет концепция биосферы и экосистемы, т.е. совокупности физико-химических и биологических компонентов, с помощью которой осуществляется биотический круговорот веществ, движущийся благодаря направленному потоку энергии. Вещественно-энергетические потоки регулируются при участии информационных взаимодействий [8]. Важное место в биогеографии принадлежит выявлению трофических связей и уровней организмов, при этом в последнее время выяснилась очень большая роль трофических связей так называемого нехищного типа, которые особенно характерны для низших организмов водной среды (бактерии, простейшие и др.). Эти связи осуществляются посредством выделения в раствор и взаимодействия различных метаболитов и генной информации.

Палеобиогеография является самостоятельной дисциплиной, хотя палео- и необиогеография тесно соприкасаются, поскольку первая опирается на принцип

актуализма, а вторая – на принцип историзма [12, 13]. И тем не менее обособленность этих дисциплин остается, поскольку они имеют дело с достаточно различными объектами и сильно отличающимися методами их исследования [15]. Различия состоят главным образом в том, что биогеография непосредственно фиксирует и распространение организмов, и те факторы среды, которые это распределение контролируют. Палеобиогеография вынуждена реконструировать и сами организмы, и условия среды обитания [10]. В силу этого перед палеобиогеографией стоит круг специфических трудных задач, например геологическая: воссоздание исторического облика Земли в различные геологические эпохи. Вместе с тем есть примеры блестящего решения палеобиогеографических проблем; и немалые возможности палеобиогеографии эффективно используются в решении актуальных вопросов геологии, в том числе палеогеографии и палеогеодинамики. Палеобиогеографический метод не менее эффективен для оценки латеральных перемещений плит и террейнов, чем палеомагнитный, геохимический и структурный [10].

Ископаемые и современные радиолярии являются собой особую группу морской и океанической

планктонной биоты, в палеобиогеографии которой имелись свои специфические черты, несводимые к общим биогеографическим закономерностям, приущим другим группам водной фауны.

Так, концепция экосистемы и анализ потоков вещества, энергии и информации в экосистеме и их трансформаций, столь активно используемые в необиогеографии, пока еще мало применимы в радиоляриологии. Это объясняется тем, что наблюдения и эксперименты, проводимые над рецентными радиоляриями и направленные на выяснение особенностей их жизнедеятельности, осуществляются очень редко в силу повышенной сложности и трудоемкости исследований. Те наблюдения, которые проводятся время от времени в отдельных лабораториях (например, работа Д.Н. Засько по выяснению продукции зооксантелл радиолярий [9]), хотя и приносят важные и интересные данные, все же мало влияют на общее положение дел. У нас еще слишком мало данных, чтобы хотя бы приблизительно оценить валовые потоки энергии, вещества и информации и их преобразования в экосистемах радиолярий.

Важнейшее в необиогеографии ареалологическое (ареалографическое) направление, состоящее в распознавании и изучении локальных географических ареалов таксонов органического мира, в радиоляриологии неактуально, так как ископаемые радиолярии показывают преимущественно дизъюнктивные ареалы, в которых точки находок таксонов радиолярий удалены друг от друга на десятки, сотни и тысячи километров. В такой ситуации ареалы видов и родов занимали громадные по площади участки Мирового океана, внутри которых невозможно выделение более мелких субъединиц, или так называемых центров сгущения, или периферий ареалов. Возможно лишь выделение более или менее устойчивых «ядер» ареалов, иногда рассеянных в пространстве и занимающих неопределенно большую площадь. Если в необиогеографии считается, что самыми обширными ареалами обладали преимущественно крупные таксоны и сравнительно немногие роды и виды, то в радиоляриологии громадные видовые ареалы являются нормой, а не исключением. Возникновение дизъюнктивных ареалов не имеет однозначного толкования, оно может быть связано и с нарушением сплошности первичного ареала, и с независимым происхождением данного таксона в разных местах. Можно лишь предполагать, что все дизъюнктивные ареалы первоначально были сплошными, а нарушения сплошности возникали позже, когда в местах разрывов условия оказывались неблагоприятными для жизни видов.

Такое положение дел обусловлено объективно: современные планктонные обитатели пелагиали, как правило, имеют большие ареалы, не менее 1 000–1 500 км в поперечнике [6, 7], что полностью подтверждается на материале ископаемых радиолярий. По классификации К.М. Петрова, это мегахоры размером от 10^3 до 10^5 км², охватывающие акватории морских областей и провинций, и гигахоры размером

более 10^6 км² – главные элементы океаносферы: отдельные моря, части океанов [16].

Кроме того, границы ареалов планктонных обитателей пелагиали представляют собой не четко очерченную линию, а подвижную полосу неопределенной ширины, что еще более искажает геометрию и топологию ареала. Эти полосы, имеющие собственное внутреннее строение, в пелагиали проницаемы не только для мигрирующих нектонных видов, но и для части самого биотопа, движущегося вместе со своим населением [6, 7]. Весьма затруднено, если не невозможно, выделение, как это принято в ареалологии [15], подвижных и неподвижных границ, прогрессивных (ареал увеличивается) и регрессивных (ареал уменьшается), эдафических, конкурентных, климатических и непроходимых границ.

Эти особенности накладывают серьезные ограничения на возможность распознавания и выделения в радиоляриевых фаунах тех категорий биогеографических единиц, которые ныне приняты (область, подобласть, провинция, подпровинция, регион, район) [10, 11]. Мы можем распознавать и выделять не иерархию подразделений, а только лишь одну категорию. За этой категорией мы оставляем название «провинция», которое уже традиционно используется в радиоляриологии [2]. Если говорить о системности категорий, то, учитывая характер ареалов радиолярий (ареалы радиолярий-космополитов, охватывающих практически всю акваторию Мирового океана, и ареалы, тяготеющие к каким-то определенным крупным частям Океана), в качестве единой системы будет выступать Мировой океан в целом, а подсистемами такой системы будут являться крупные радиоляриевые провинции.

Биотические и абиотические факторы среды играли и играют определяющую роль в расселении и палеобиогеографии радиолярий. Здесь невозможно переоценить значение поверхностных и более глубоких течений, круговоротов, гидрологических эффектов типа Эль-Ниньо и др. Однако не следует забывать о том, у радиолярий, благодаря их биологии и экологии, явлению генного трансфера [4] и распространению уединенных популяционных волн [3], морфологические и физиологические новации могут распространяться в ареалах практически мгновенно. Это означает, что вновь появившийся морфотип, обозначаемый как новый вид или род радиолярий, в пределе может охватить в своем распространении всю акваторию Мирового океана. С такой точки зрения система Океана является определяющей по отношению к подсистемам провинций, и провинции в таком свете могут рассматриваться как регионы, в которых происходила «пришлифовка», «притирка» появившихся новаций к неким особым региональным условиям обитания. Этими особыми региональными условиями являлись разнообразные морские палеоландшафты.

Сравнительное изучение таксономического состава региональных фаун радиолярий, населявших разные морские палеоландшафты в разных регионах

Океана, позволяет установить центры происхождения региональных фаун радиолярий; восстановить направления основных маршрутов миграций; понять причины, обуславливавшие определенные тенденции

и закономерности распространения морфотипов в пространстве и времени, как это было продемонстрировано нами для позднего девона Северного полушария (рис. 1) [5].

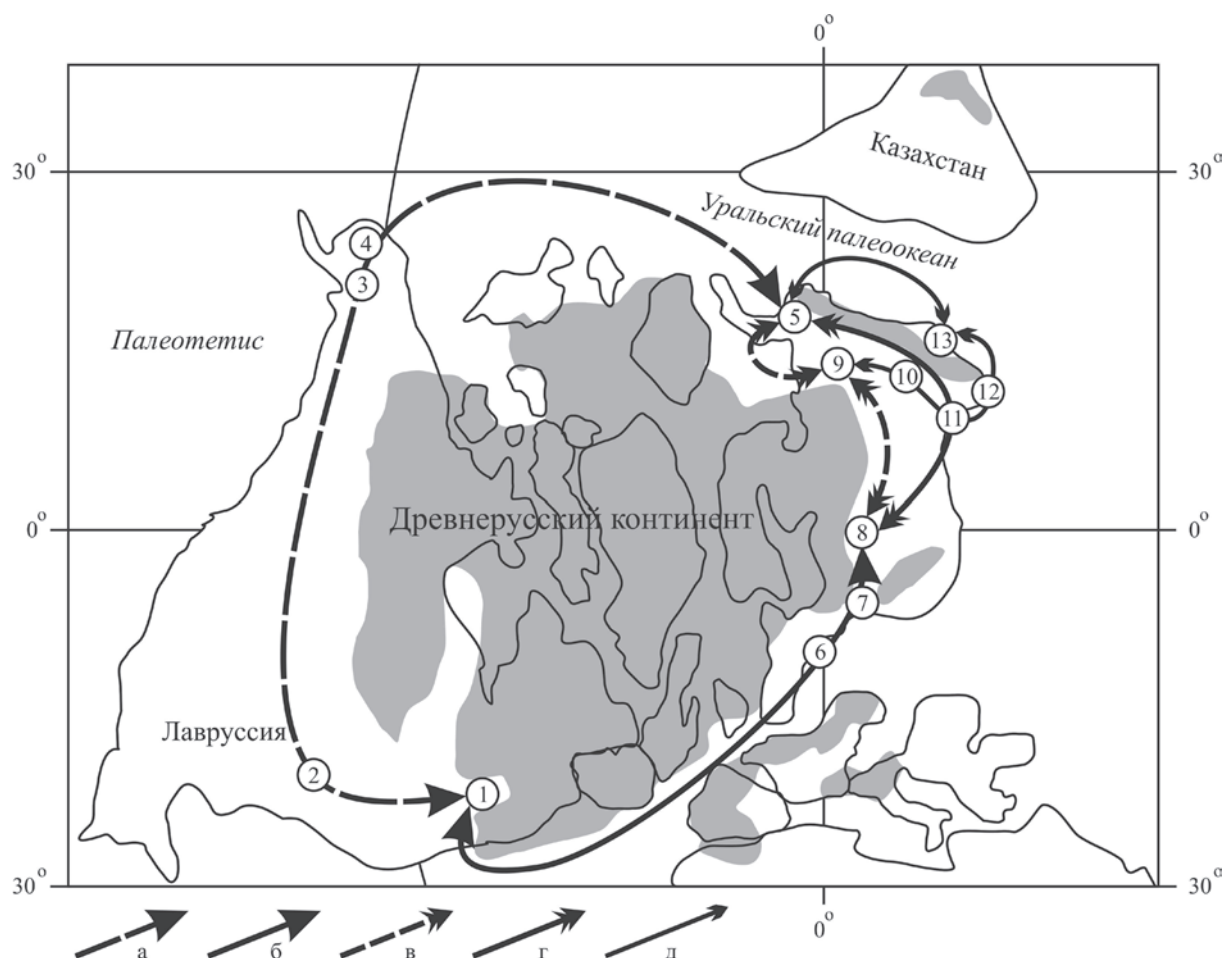


Рис. 1. Направления миграционных потоков радиолярий фауны в бассейнах суперплатформы Лавруссии (по [5]):
 1 – США, штат Огайо, оз. Эри; 2 – США, штат Оклахома; 3 – Центральная Аляска; 4 – Восточная Аляска;
 5 – Полярный Урал, Лемвинская зона; 6 – Германия; 7 – Польша; 8 – Белоруссия, Припятский прогиб;
 9 – Тимано-Печорский провинция, Сарембой-Леккеягинский вал; 10 – Волго-Уральская провинция; 11 – Казахстан,
 Прикаспийская впадина, северный борг; 12 – Южный Урал; 13 – Средний Урал, западный склон, р. Вильва.
 Обозначения: а – Западный поток; б-г – Восточный поток: в – восточная ветвь, г – западная ветвь;
 д – Северо-Восточный поток

Космополитизму и громадным по площади родо-видовым ареалам радиолярий противостоят ареалы биполярных и монополярных (эндемичных) видов. Если космополитизм является, скорее, правилом в палеобиогеографии радиолярий, то би- и монополярные таксоны – редкое исключение из данного правила. Биполярность как биогеографическое явление радиоляриям свойственна мало [1], хотя может наблюдаться в современности и в отдаленном геологическом прошлом (до юры-триаса (?) включительно). Скорее всего это явление связано с общей геологической эволюцией Мирового океана, с возникновением и стадиями развития Арктического, Атлантического, Индийского, Тихого и Южного океанов.

Эндемизм у радиолярий выявить весьма трудно [17]. Однако в тех случаях, когда эндемизм доказать удастся, по-видимому, это явление может быть

связано с активным видообразованием. Эндемизм радиолярий современной Арктики [14] обусловлен видотворением в особых условиях обитания полярного моря с ледовой шапкой, причем весь процесс занял примерно 10 000 лет. Процесс активного видотворения эндемов в титоне Австрии и Южной Германии [20] занял много больше времени, но происходил также в особых условиях изолированного бассейна с особой плотностно-соленостной стратификацией вод. Эндемизм одного вида радиолярий-лофофен в опресненных водах эстуария Рио-де-ла-Платы показывает приспособляемость радиолярий к широкому диапазону солености [19]. Нельзя исключить, что явление эндемизма возникает на заключительных, финальных стадиях «притирки», «пришлифовки» морфологических и физиологических новаций к совсем уж особым условиям среды. В Аркти-

ке – это лед и пониженные температуры, в титоне Австрии и Южной Германии – семиаридный климат и соленостно-плотностная стратификация вод, в эстуарии Рио-де-ла-Платы – опреснение.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем» и РФФИ, проекты № 07-04-00649 и № 10-04-00143.

Литература

1. Амон Э.О., Холлис К.Дж. Некоторые особенности палеобиогеографии радиоларий в средне-высоко-широтных палеогеновых морских бассейнах (Западная Сибирь, Новая Зеландия) // Литосфера. 2008. № 2. С. 25–45.
2. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Палеобиогеографические радиолариевые провинции позднего девона // Литосфера. 2009. № 3. С. 75–79.
3. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Уединенные популяционные волны и динамика эволюции девонских радиоларий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 16–18.
4. Афанасьева М.С., Амон Э.О. О роли симбиоза в жизнедеятельности и эволюции радиоларий // ПАЛЕОСТРАТ-2010. М.: ПИН РАН, 2010. С. 9–11.
5. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Миграционные потоки радиоларий раннего фамена в бассейнах Лавруссии // ПАЛЕОСТРАТ-2010. М.: ПИН РАН, 2010. С. 11–12.
6. Беклемишев К.В. Экология и биогеография океана. М.: Наука, 1969. 291 с.
7. Биология океана. Т. 1: Биологическая структура океана / Отв. ред. М.Е. Виноградов. М.: Наука, 1977. 398 с.
8. Второв П.П., Дроздов Н.Н. Биогеография. М.: ВЛАДОС-ПРЕСС, 2001. 304 с.
9. Засько Д.Н. Продукция зооксантелл радиоларий в сообществах эпипелагиали Восточно-Тихоокеанского поднятия и Калифорнийского залива // Материалы XIII Всероссийского микропалеонтологического совещания. М.: ГЕОС, 2005. С. 81–82.
10. Захаров В.А. Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика // Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли. Палеобиогеографические аспекты. М.: Наука, 2005. С. 46–72.
11. Захаров В.А., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Палеобиохории юрских бореальных бассейнов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 664–675.
12. Кафанов А.И. Чарлз Лайель и становление исторической биогеографии // Общие вопросы морской биогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 8–48.
13. Кафанов А.И., Кудряшов В.А. Морская биогеография. М.: Наука, 2000. 176 с.
14. Кругликова С.Б., Бьёрклунд К.Р., Засько Д.Н. Распространение полицистин (Euradiolaria) в донных отложениях и планктоне Северного Ледовитого океана и арктических окраинных морей // Доклады АН. 2007. Т. 415, № 2. С. 1–5.
15. Макридин В.П., Мейен С.В. Палеобиогеографические исследования // Современная палеонтология. М.: Недра, 1988. Т. 2. С. 5–31.
16. Петров К.М. Ландшафтно-биономический принцип биогеографического районирования океана // Общие вопросы морской биогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 49–66.
17. Петрушевская М.Г. Радиолариевый анализ. Л.: Наука, 1986. 200 с.
18. Янин Б.Т. Палеобиогеография. М.: Академия, 2009. 256 с.
19. Boltovskoy D., Kogan M., Alder V.A., Mianzan H. First record of a brackish radiolarian (Polycystina): *Lophophaena rioplatensis* n.sp. in the Rio de la Plata estuary // Journal of Plankton Research. 2003. Vol. 25, № 12. P. 1551–1559.
20. Zügel P. Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solnhofen area (Southern Franconian Alb, southern Germany) // Palaeontologische Zeitschrift. 1997. Т. 71. S. 197–209.

СЦЕНАРИЙ ВОЛНОВОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ИННОВАЦИЙ РАДИОЛАРИЙ

М.С. Афанасьева¹, Э.О. Амон²

¹ Палеонтологический институт им. А.А. Борисьяка РАН, г. Москва, Россия

² Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Географическое распространение, вертикальное и горизонтальное распределение в водной толще, плотность популяций, биопродуктивность и адаптивные способности радиоларий обусловлены биотическими причинами и абиотическими факторами. Основными биотическими особенностями радиоларий являются планктонный образ жизни с возможностью самостоятельной смены горизонта парения, гетеротрофный тип питания, пассивно-активное хищничество, преимущественное обитание в фотическом слое, взаимовыгодный симбиоз с одноклеточными водорослями и бактериями, неконкурентные отношения

с другими представителями планктона. Наиболее значимыми абиотическими факторами являются: соленость; температура; освещенность вод; динамика водных масс (течения, круговороты, турбулентность и др.); плотностная и термическая стратификация водной толщи; глубина бассейна; приуроченность к определенным частям Океана; климатическая зональность; рифты, авлакогены и глубинные разломы; привнос и осаждение кремнезема [1]. Экологическая лабильность позволяет радиолариям занимать и заселять многие из экологических ниш, существующие и существовавшие в Мировом океане.

Происхождение, основные закономерности эволюции и крупные биотические кризисы в развитии радиоларий в фанерозое были тесно связаны с геологической историей Земли и общей эволюцией Мирового океана [1]. Оледенения, глобальные похолодания климата в палеозое и кайнозое, а также теплый климат мезозоя [3, 11] играли особую роль в эволюции радиоларий. Немаловажное значение имели направленные изменения содержания углекислого газа в атмосфере, которые были одними из главных инициаторов крупномасштабных палеоклиматических перестроек. К примеру, очень высокие концентрации углекислого газа в течение раннего палеозоя, большое снижение в конце девона, в карбоне и перми, высокие концентрации в триасе, юре и начале мела, постепенное уменьшение объема в течение мела и кайнозоя [14] нашли отчетливое отражение в ходе эволюции радиоларий. В конце перми закончился длительный холодный период позднего палеозоя, сопровождавшийся глобальными оледенениями и наступлением продолжительной геократической эпохи, а переход от холодного климата палеозоя к теплому климату мезозоя сопровождался исчезновением 97,7% видов радиоларий палеозоя. Переход от теплого климата мезозоя к холодному кайнозоя способствовал становлению геократической эпохи кайнозоя и оледенениям в квартере. В результате на границе мела и палеогена произошло новое массовое вымирание 99,4% видов радиоларий мезозоя. Начало голоцена отличается резким вымиранием 99,2% видов радиоларий кайнозоя [1].

Закономерен вывод, что важнейшие новообразования в морфологии в историческом развитии различных групп организмов, в том числе радиоларий, возникали в периоды глобальных кризисов [1, 10, 12]. Периодические пульсации «похолодание – потепление» являются той движущей силой, которая заставляет биоту, в том числе радиоларий, непрерывно приспосабливаться к изменяющейся ситуации [3]. Замечено, что повышенное межледниковое разнообразие, свойственное радиолариям квартера [9], хорошо прослеживается на протяжении всего фанерозоя. Радиоларии, которые были типичны для теплых фаз межледниковий (greenhouse), исчезали на переходах к оледенению или в ледниковых интервалах (icehouse), и наоборот; при этом большая часть новых видов радиоларий появлялась именно в моменты потеплений [13].

Появление новых видов происходит постоянно и довольно интенсивно как в благоприятной среде, так и в жестких стрессовых внешних условиях. Неправильно поэтому считать, что изменение климатических условий приводит к ухудшению условий существования всех видов. Кризис для одних – всегда шанс для других [6].

В периоды кризисов в условиях общего стресса морфологические новообразования могли охватывать биоту радиоларий как вирусная пандемия, мгновенно (в геологическом масштабе времени) распространяться

на значительных и весьма удаленных территориях Мирового океана. В такое время, когда «невозможное становится возможным» [10], создаются условия для генетического поиска и резкого увеличения размаха изменчивости [1, 12].

Процесс инвазии вида в новую экологическую систему и процесс адаптации вида в новой нише могут быть рассмотрены как две различные фазы существования популяций радиоларий. Фаза инвазии представляет собой уникальный феномен уединенной популяционной волны [7], при этом рост численности чужеродных таксонов сопровождается исключительным разнообразием. Однако способность формирования уединенной популяционной волны проявляется лишь у филогенетически молодых ювенильных таксонов. В процессе инвазии и адаптации вида к новым условиям внешней среды идет борьба за экологические ниши между видами-ценофобами и ценофилами [4–6, 8].

Ценофил адаптируется в составе некоего сообщества ценофильных видов, которые находятся в прямой зависимости друг от друга. Изменения, происходящие с одним из видов, обязательно сказываются на его партнере. Появление же видов с принципиально иными признаками маловероятно, так как обладая другими свойствами, эти виды нежизнеспособны и будут вытеснены сообществом. Интенсивное видообразование ценофилов происходит исключительно в благоприятной среде обитания и продолжается до тех пор, пока не начнется резкое изменение внешних условий. В результате биоценоз может полностью погибнуть и освободить территорию для заселения мобильными видами-ценофобами из пограничных областей.

Ценофоб приспосабливается к внешней среде индивидуально. И он выживает, если только сумеет самостоятельно адаптироваться к требованиям новой среды обитания и занять в биоценозе возможные экологические ниши [4–6, 8].

Проведенные нами исследования позволили проследить на протяжении девона динамику появления, расцвета и угасания морфотипа радиоларий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой, установить четыре популяционные волны и разработать сценарий экспансии данного морфотипа в девоне (рис. 1) [2].

В раннем девоне в эмском веке возникли районы видообразования радиоларий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой в трех удаленных друг от друга провинциях: в Японии, Восточной Австралии и на Южном Урале.

В отложениях верхнего эйфеля среднего девона радиоларии с одной иглой известны на Южном Урале, в Пражском бассейне Чехии. В среднем девоне в живетском веке ареалы распространения радиоларий с этим типом строения скелета расширились, охватив, с одной стороны, Южный Китай, Восточную и Западную Австралию, а с другой стороны, Северные Мугоджары. В раннем фране радиоларии

с одной иглой известны из Южного Китая и очень разнообразны в Западной Австралии. В среднем фране картина меняется. В Австралии радиолярии среднего-позднего франа с одной иглой неизвестны. На юге Китая этот морфотип представлен в среднем фране двумя видами. Многообразие радиолярий с одной иглой Северных Мугоджар, Южного Урала, Волго-Уральской провинции и, особенно, из доманика Тимано-Печорского бассейна значительно превосходит разнообразие радиолярий Китая. В среднем фране

Рудного Алтая отмечено морфологическое многообразие радиолярий с одной иглой. Установленные таксоны радиолярий аналогичны радиоляриям из доманикового комплекса среднего франа Тимано-Печорского бассейна. В позднем фране Южного Китая и Рудного Алтая радиолярии с одной иглой представлены двумя видами. На Северных Мугоджарах в позднем фране известен только один вид. В Центральной Польше этот морфотип представлен в позднем фране тремя видами [2].

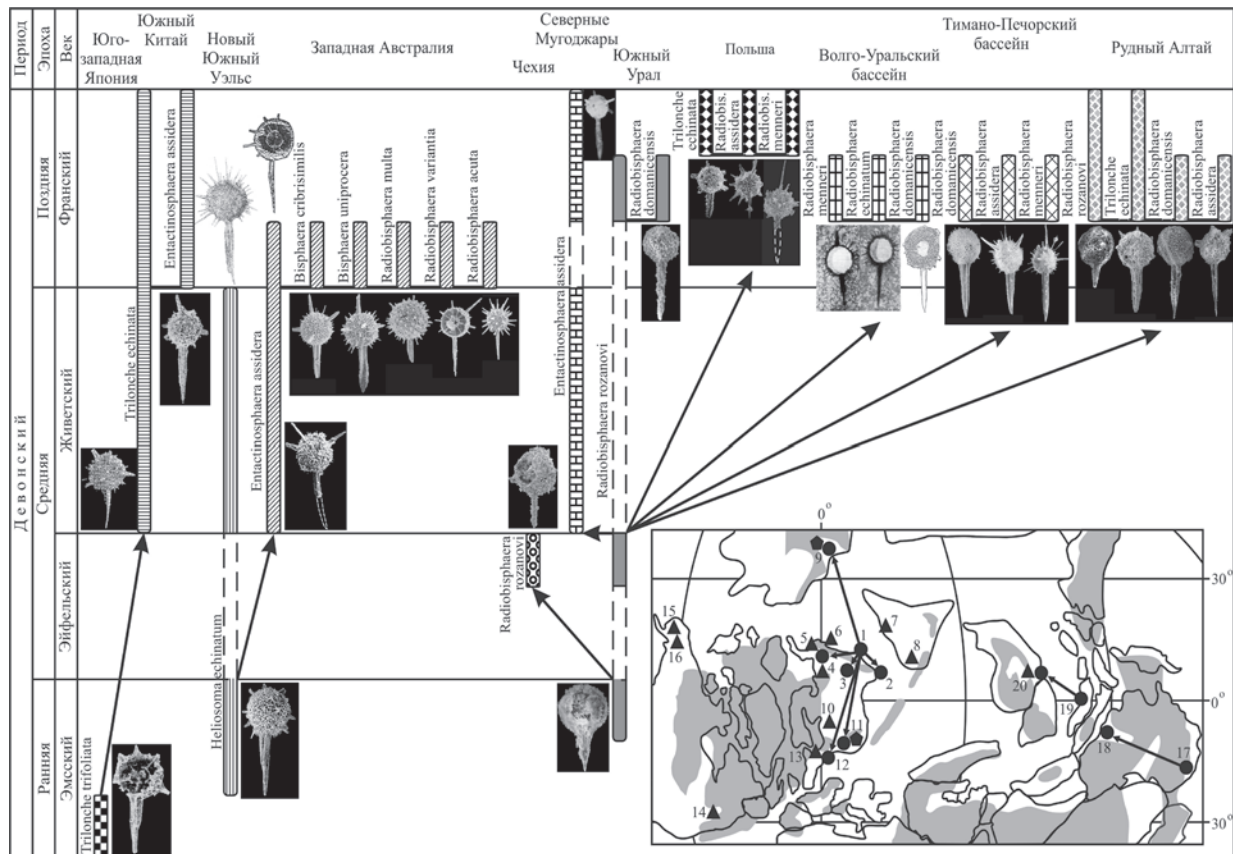


Рис. 1. Филогения радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой.

Местонахождения радиолярий в отложениях эмско-франского возраста (●), в пограничных слоях франа и фамена (◆), в разрезах фаменского яруса (▲): 1 – Южный Урал; 2 – Северные Мугоджары; 3 – Волго-Уральский бассейн; 4 – Тимано-Печорский бассейн; 5 – Полярный Урал; 6 – Северный Урал; 7 – восточный склон Среднего Урала; 8 – Восточный Казахстан, Чарская зона; 9 – Рудный Алтай; 10 – Белоруссия, Припятский прогиб; 11 – Польша; 12 – Чехия; 13 – Германия; 14 – США, штат Огайо; 15 – Центральная Аляска; 16 – Восточная Аляска; 17 – Новый Южный Уэльс Австралии; 18 – Западная Австралия; 19 – Юго-Западная Япония, 20 – Южный Китай. Крапями выделены различные регионы распространения радиолярий. Местонахождения радиолярий нанесены на схему глобальной реконструкции континентов и океанов для раннего девона

Таким образом, в эмском – франском веках девона устанавливаются три популяционные волны и может быть воссоздан сценарий экспансии морфотипа радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой.

Первая популяционная волна зарождается в раннем эмсе Японии и затухает в позднем фране Южного Китая. Вторая параллельная, но несколько отложенная во времени волна начинается в среднем эмсе Нового Южного Уэльса Австралии и сопровождается взрывом численности, родо- и видообразования в раннем фране Западной Австралии. Третья самая мощная популяционная волна возникает в позднем эмсе

Южного Урала. Эта волна отличается верным распространением данного морфотипа в позднем эйфеле в Пражский бассейн, в живетском веке на Северные Мугоджары, в среднем фране в Волго-Уральский и Тимано-Печорский бассейны и на Рудный Алтай, а в позднем фране в Польшу. При этом взрыв численности и видообразования данного морфотипа третьей волны отмечен в среднем фране Рудного Алтая и в доманиковых отложениях Тимано-Печорского бассейна [2].

На границе франа и фамена в связи с начавшимся похолоданием климата произошла кардинальная смена таксономического состава радиолярий. В фаменском веке отмечено угасание третьей популя-

ционной волны. В фамене Южного Китая описаны представители только одного вида радиолярий с двумя с пористыми сферами и одной основной иглой. В раннем фамене Тимано-Печорского бассейна выявлены последние представители рассматриваемого морфотипа, а его предки появились в раннем девоне Южного Урала.

В разрезах Рудного Алтая и Центральной Польши переход от позднего франа к раннему фамену характеризуется весьма причудливой смесью франских и фаменных таксонов. Здесь встречены радиолярии третьей и четвертой волны распространения морфотипа с двумя пористыми сферами и одной основной иглой.

Четвертая популяционная волна зарождается в начале фамена в Тимано-Печорском бассейне с появления ювенильного вида-ценофоба *Radiobis-phaera palimbola*. Сценарий экспансии четвертой популяционной волны отличается циркумрадиальным расширением ареала распространения рассматриваемого морфотипа: на север (Полярный и Северный Урал, Рудный Алтай), северо-восток (восточный склон Среднего Урала и Чарская зона Восточного Казахстана), юг (Припятский прогиб Белоруссии, Польша и Германия), юго-запад (США, штат Огайо) и северо-запад (Центральная и Восточная Аляска) [2].

Заключая сказанное, еще раз отметим, что процесс инвазии в новую экологическую систему представляет собой феномен уединенной популяционной волны, и ее формирование сопровождается значительным биоразнообразием. Способность к формированию уединенной волны проявляется у филогенетически молодых ювенильных таксонов, что подтверждают выявленные четыре волны и сценарий экспансии в девоне морфотипа радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой. Особенности появления и распространения радиолярий с таким морфотипом в девонских бассейнах Мирового океана являются ярким примером синхронности образования и эффекта мгновенного (в геологическом масштабе времени) волнового распространения нового морфотипа. Подобный сценарий волнового распространения новых морфотипов и динамика биологического взрыва в зоне инвазии могут служить превосходным инструментом в палеоэкологических реконструкциях и для совершенствования местных и региональных корреляций.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем» и РФФИ, проекты № 07-04-00649 и № 10-04-00143.

Литература

1. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Радиолярии. М.: ПИН РАН, 2006. 320 с.
2. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Эволюция в девоне биоразнообразия радиолярий с двумя пористыми сферами и одной основной иглой // Палеонтол. журн. 2009. № 5. С. 9–23.
3. Добрецов Н.Л. Корреляция биологических и геологических событий в истории Земли и возможные механизмы биологической эволюции // Палеонтол. журн. 2003. № 6. С. 4–15.
4. Ковалев О.В. Универсальная модель эволюции биосферы и эволюции сознания // Энтотомол. обзор. 1994. Т. 73, № 4. С. 753–776.
5. Ковалев О.В. Новая концепция формирования биосферных инвазий: экспансия «ювенильных» таксонов // Биологические инвазии в водных и наземных экосистемах / Под ред. А.Ф. Алимова, Н.Г. Богущкой. М.: КМК, 2004. С. 53–68.
6. Ковалев О.В. Фазовые переходы в биологических системах как эволюционный фактор // Фазовые переходы в биологических системах и эволюция биоразнообразия / Под ред. О.В. Ковалева, С.Г. Жилина. СПб.: Изд-во ПИЯФ РАН, 2007. С. 50–62.
7. Ковалев О.В., Вечернин В.В. Описание уединенной популяционной волны // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, № 2. С. 491–495.
8. Ковалев О.В., Вечернин В.В., Письмак Ю.М. Самоорганизующаяся эволюция биосферы и факторы влияния внешней среды // Фазовые переходы в биологических системах и эволюция биоразнообразия / Под ред. О.В. Ковалева, С.Г. Жилина. СПб.: Изд-во ПИЯФ РАН, 2007. С. 138–156.
9. Матуль А.Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: Ин-т океанологии, 2007. 39 с.
10. Назаров В.И. Эволюция не по Дарвину: смена эволюционной модели. М.: КомКнига, 2005. 520 с.
11. Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 656–659.
12. Afanasieva M.S., Amon E.O. Biotic crises and stages of radiolarian evolution in the Phanerozoic // Paleontol. J. 2006. Vol. 40, suppl. 4. P. S453–S467.
13. Afanasieva M.S., Matul A.G., Amon E.O. About radiolarian biotic crises in glacial intervals of the Phanerozoic // Radiolarians through time. The 12th Meeting of International Association of Radiolarian Paleontologists. September 14–17, 2009, Nanjing, China. Programme and Abstracts. Nanjing, 2009. P. 13–15.
14. Berner R.A., Kothavala Z. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time // Amer. J. Sci. 2001. Vol. 301. P. 182–204.

РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ В ГОЛОЦЕНЕ

В.Б. Базарова, Л.М. Мохова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Расположение исследуемой территории на границе зон бореальных лесов и степей представляет большой интерес для реконструкции растительности и динамики лесостепных ландшафтов Юго-Восточного Забайкалья в голоцене. При хорошей изученности территории Западного Забайкалья количество материала относительно палеогеографических исследований голоцена по Юго-Восточному Забайкалью немногочисленно [1, 3, 4, 6, 9, 10].

Климат Юго-Восточного Забайкалья резко континентальный. Среднегодовая температура составляет $-2,1^{\circ}$, средняя температура января $-22,6^{\circ}$, июля $+18,3^{\circ}$. Многолетнее среднее годовое количество осадков находится в пределах 250–370 мм.

Распределение растительности на исследуемой территории подчинено законам высотной поясности. Степной пояс сменяется лесостепным, господствующим у подножья горных массивов, который, в свою очередь, сменяется лесным поясом, а выше располагается кедрово-стланиково-лиственничное редколесье подгольцового пояса [7, 8, 11].

Реконструкция развития растительности Юго-Восточного Забайкалья в голоцене произведена по данным палинологического анализа и радиоуглеродного датирования пойменных отложений в зоне горной лесостепи и озерных отложений в степной зоне на Приононской высокой равнине.

Отличительной чертой палиноспектров является преобладание пыльцы древесных растений, среди которых доминирует пыльца *Pinus sylvestris* (50–97%), которая в несколько раз превышает количество пыльцы *Larix* (2–23%). Тем не менее, участие пыльцы сосны завышено, а содержание пыльцы лиственницы занижено во всех спектрах по сравнению с их ролью в растительном покрове. Это не противоречит господству лесной растительности преимущественно светлохвойно-таежного комплекса в лесном поясе. Доминирование пыльцы *Pinus sylvestris* в палиноспектрах степной зоны объясняется ее хорошей летучестью и ветровым заносом на дальние расстояния. Основными источниками пыльцы являются ленточные сосновые боры, развитые на террасах вдоль р. Онон, а также растительность лесного пояса горной лесостепи.

Главным фактором, влияющим на динамику развития растительности Юго-Восточного Забайкалья в голоцене, является климат. Лесная растительность на этой территории появилась в предбореальную фазу голоцена. Разрушение многолетней мерзлоты способствовало появлению сосновых лесов. Небольшое

потепление и увеличение атмосферного увлажнения в первой половине бореальной фазы привели к расширению сосновых лесов и появлению лиственнично-березовых формаций с подлеском из кустарниковых березок, ольховника, папоротниками в напочвенном покрове и незначительным участием *Pinus s/g Haploxylo*n и ели. Существенное сокращение площади лесов и увеличение площади холодных степей со значительным участием ксерофитов произошло во время кратковременного похолодания в позднебореальное время. Полученные данные согласуются с записями, зафиксированными в спектрах отложений оз. Бальзино, расположенного в зоне горной лесостепи [5].

Период климатического оптимума голоцена знаменовался значительным расширением площади лесных формаций, представленных в степной зоне островными ленточными сосновыми борами с примесью березы. В горной лесостепи леса занимали большую часть территории. Наиболее прогреваемые горные склоны водораздельных хребтов были заняты сосновыми лесами с участием древесных берез. В высокогорном поясе в более влажных понижениях рельефа были распространены кедрово-лиственничные и кедровые леса с подлеском из можжевельника и ольховника. В каньонообразных долинах были распространены елово-лиственничные и елово-пихтовые леса с участием древесных берез. На пойме господствовали полынные сообщества с незначительным участием осок и злаков. Сходные климатические условия были реконструированы и на сопредельных Юго-Восточному Забайкалью территориях. Так, в таежной зоне Центрального Забайкалья смягчение зимних температур воздуха и увеличение атмосферного увлажнения способствовали широкому распространению ели и пихты в лесных формациях [5]. На северо-востоке Монголии были широко распространены сосново-лиственничные леса с примесью ели и пихты [6]. Растительность подобного облика была характерна для конца атлантического периода голоцена в бассейне оз. Байкал в условиях потепления и уменьшения атмосферных осадков [12].

Усиление континентальности климата в начале суббореального периода голоцена привело к значительным изменениям в составе растительных формаций. Существенно сократилась площадь лесов как в степной, так и в горно-степной зоне. В нижнем поясе гор значительно увеличилась площадь степей. Стланиковые заросли оккупировали значительную

часть верхнего пояса горных хребтов, подгольцовый пояс переместился на более низкие гипсометрические уровни. Похолодание способствовало резкому сокращению елово-пихтовых ассоциаций в горных долинах. За пределами прирусловой части долин господствовали древесные березы, на плоских водоразделах и в понижениях речных долин были распространены кустарниковые ассоциации из ерника и ивы. На более увлажненной пойме доминировали осоки и злаки, а на более сухих повышенных участках появился хвойник.

Последующее незначительное повышение температуры и ослабление аридизации (4 300–3 000 л.н.) способствовали расширению площади распространения в горных долинах елово-лиственничных и елово-пихтовых лесов с незначительным участием древесных берез и ерника. На прогреваемых и более сухих склонах получили большее распространение сосново-березовые ассоциации. Южнее в степной зоне вновь расширились площади ленточных сосновых лесов.

Кратковременное похолодание, отразившееся в изменении состава лесных формаций, имело место около 2 800 л.н. Повсеместно резко сократилось присутствие сосен и значительно увеличилось участие лиственницы. Незначительное повышение влажности привело к расширению елово-лиственничных и елово-пихтовых ассоциаций в понижениях рельефа высоко- и среднегорного пояса. На поймах были распространены в основном осоки с участием влаголюбивых трав. В это же время аналогичное кратковременное похолодание было зафиксировано и в отложениях бассейна оз. Байкал [2].

Последующее похолодание и аридизация климата в начале субатлантического периода голоцена способствовали расширению степных ландшафтов. На прогреваемых горных склонах большее распространение получили сосны, и повсеместно сократилось участие лиственницы в лесных формациях. Площади елово-лиственничных и елово-пихтовых ассоциаций с ольховником и ерником в подлеске сократились. На осушенных пойменных лугах осока уступила место полынным группировкам с участием сложноцветных, маревых, гвоздичных и хвойника.

В середине субатлантического периода при ослаблении аридизации климата увеличилось участие лиственницы и сократилось присутствие сосны в лесных формациях горной степи. Расширилась площадь распространения стланиковых и кедрово-лиственничных ассоциаций с подлеском из можжевельника и ольховника в верхнем поясе гор. В понижениях рельефа высоко- и среднегорного пояса елово-лиственничные группировки вытеснили елово-пихтовые ассоциации. На плоских водоразделах и в понижениях речных долин были распространены ерниковые заросли. На пойме доминировали осоки с участием сложноцветных, злаковых (в основном веник Лангсдорфа), гречишных и др. В этот же пе-

риод в бассейне оз. Байкал отмечается расширение лиственничных лесов [2].

Усиление континентальности климата в конце субатлантического периода способствовало сокращению участия сосны и увеличению присутствия лиственницы в лесных формациях горной лесостепи. Сократились ареалы распространения кедровой сосны, елово-лиственничных группировок с подлеском из ольховника, в понижениях речных долин стало меньше ерниковых зарослей. На поймах получили распространение осоково-пыльчатые ассоциации. На Приононской высокой равнине площадь распространения сосновых боров до середины субатлантического периода голоцена была в несколько раз больше, чем в настоящее время. Усиление континентальности климата привело к их сокращению, соответственно, уменьшению площади лесных массивов и расширению степных ландшафтов. В настоящее время сохранились реликтовое сосновое урочище «Цырик-Нарасун», протянувшееся узкой полосой по левому берегу р. Онон, Цасучейский сосновый бор, произрастающий на правой террасе р. Онон. Возраст некоторых сосен достигает 350–450 лет [11]. Они являются свидетелями широко распространенных до середины субатлантического периода голоцена ленточных сосновых боров, произраставших по берегам р. Онон в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья.

Полученные реконструкции развития растительности степной и лесостепной зон Юго-Восточного Забайкалья хорошо согласуются со сменами в растительных сообществах сопредельных территорий северо-восточной Монголии и Западного Забайкалья.

Работа поддержана грантами РФФИ -9-05-00044 и ДВО РАН 10-III-Д-09-001.

Литература

1. Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А. и др. Климатические изменения обстановки осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере поймы р. Иля) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (12). С. 1296–1305.
2. Безрукова Е.В., Л.П., Белов А.В., Абзаева А.А. и др. Первые детальные, датированные записи изменения растительности и климата Северного Прибайкалья в среднем-позднем голоцене // ДАН. 2006. Т. 411, № 2. С. 254–258
3. Виннер П.Б. Послеледниковая история ландшафтов в Забайкалье // Докл. АН СССР. 1962. Т. 146, № 4. С. 871–874.
4. Виннер П.Б. Взаимоотношение леса и степи в горных условиях юго-восточного Забайкалья // Ботанический журнал. 1968. Т. 53, № 4. С. 491–504.
5. Виннер П.Б., Голубева Л.В. К истории растительности юго-западного Забайкалья в голоцене // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1976. № 45. С. 45–55.
6. Виннер П.Б., Дорофеев Н.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. История развития растительности Северной

- Монголии в голоцене // География и динамика растительного и животного мира МНР. М.: Наука, 1978. С. 19–24.
7. Дулепова Б.И. Степи горной лесостепи Даурии и их динамика. Чита: Изд-во ЧГПИ, 1993. 396 с.
8. Дулепова Б.И., Стрельников В.Г. Растительность Агинского Бурятского автономного округа. Чита, Изд-во ЗабГПУ, 1999. 107 с.
9. Малаева Е.М. Применение палинологического метода для оценки изменения климата Юго-Восточного Забайкалья в позднем кайнозое // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 5–23.
10. Стефанович Е.Н. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых спектров современных склоновых отложений таежной зоны Забайкалья // Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 24–32.
11. Стрельников В.Г. Природа Агинской степи. Чита: Изд-во ЗабГПУ, 2000. 270 с.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАБИОСФЕРЫ В РАННЕМ – СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ ВО ВЗАИМОСВЯЗИ С ГАЛАКТИЧЕСКИМИ И ПЛАНЕТАРНЫМИ СОБЫТИЯМИ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЕВРАЗИИ)

В.В. Баранов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

Биосфера Земли представляет собой открытую динамическую, диссипативную, нелинейную, распределённую, автоколебательную систему, амплитуда и период колебаний которой определяются интегрирующей суммой автоколебательных ритмов живого вещества планеты, синхронных периодичным внешним воздействиям. Они постоянно подпитываются экзогенной энергией солнечного ветра, модулированного галактическим магнитным полем, и эндогенной энергией Земли. Живое вещество планеты регулирует и преобразует их в другие виды энергии. Скорость распространения автоколебаний определяется параметрами нелинейной неравновесной среды, а амплитуда и частота – временными границами рассматриваемых процессов и явлений. Доминирующая форма автоколебательных движений – *волновые вихревые спирали*. Биосфера характеризуется бесконечным числом степеней свободы и состоит из ансамбля подсистем: гидросферы, атмосферы, литосферы и живого вещества. Главными системообразующими элементами в атмосфере являются синоптические вихри, в гидросфере – циклонические вихри, в литосфере – вихревые кольцевые структуры под названием «тектонические концентрические центры (тектоноконцентры)». Распределение биомассы живого вещества регламентируется климатической широтной поясной зональностью планеты, а внутри поясов: на континентах и в морских бассейнах ландшафтно-климатическими зонами и биомами.

В эволюции метабиосферы наблюдается чередование периодов усиления и спада биологической продуктивности. Максимум биопродуктивности соотносится с накоплением углеродисто-глинистых толщ, горючих сланцев и эпохами углеобразования. Если проводить нижнюю границу биосферных мегабиоритмов в основании углеродисто-глинистых толщ, то каждый из них будет состоять из углеродисто-глинистой и сульфатно-карбонатной составляющей.

В раннем – среднем палеозое северо-востока Евразийского континента выделяются четыре мегабиоритма: ранне – позднеордовикский (тремадок – ашгилл – 60–65 млн лет), лландоверийско – раннепражский (40–50 млн лет), позднепражско – раннефаменский (40–50 млн лет) и позднефаменско – каменноугольный (50–60 млн лет). Объединяясь попарно, с максимумами в лландовери и позднем девоне – раннем карбоне, они представляют магнобиоритм продолжительностью $(190–220) \pm 10$ млн лет, что соответствует галактическому году [1], а каждый мегабиоритм – одному из четырех секторов эклиптики нашей галактики.

Ранне-позднеордовикский мегабиоритм состоит из трех частей: углеродисто-глинистой, глинисто-карбонатной и сульфатно-карбонатной. Углеродисто-глинистая компонента представлена: в горной системе Черского – учугейюряхской свитой, в Южном Верхоянье – саккырырской свитой, в Селеняхском кряже – сыачанской свитой, в Омудевских горах – инаньинской свитой, на острове Беннета 300-метровой толщей черных аргиллитов и алевролитов. Глинисто-карбонатная часть представлена в хр. Тас-Хаяхта тарынгюряхской, ирганджинской, таганьинской, сыачанской и нижней половиной мрачнинской толщи, в Южном Верхоянье – лабыстахской и кулонской свитами. Сульфатно-карбонатная часть включает в хр. Тас-Хаяхта верхнюю часть мрачнинской толщи, в Южном Верхоянье – гичинскую свиту, на Чукотке – чегитуньскую свиту [3].

Лландоверийско-раннепражский мегабиоритм характеризуется четырехчленным строением. В его составе выделяются: углеродисто-глинистая, карбонатная, сульфатная и снова карбонатная компоненты. Углеродисто-глинистая составляющая представлена в горной системе Черского – упорской свитой, сульфатно-карбонатная состоит из трёх частей: карбонатной – рябининская свита, сульфатной –

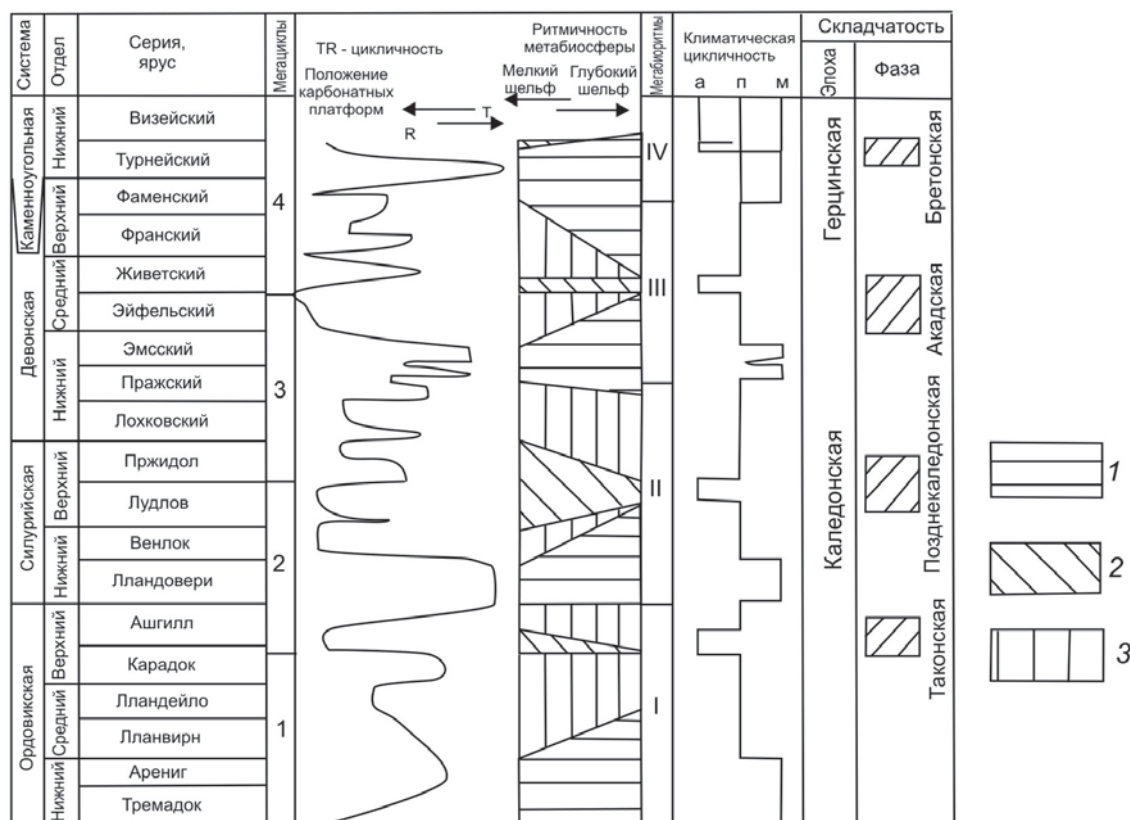


Рис. 1. Соотношение ритмичности биосферы с трансгрессивно-регрессивной цикличностью, эпохами осадконакопления, климатической цикличностью и фазами тектогенеза. Мегациклы: 1 – тремадокско-ашгиллский; 2 – ашгиллско-лудловский; 3 – пржидольско-эйфельский; 4 – живетско-раннекаменноугольный. Мегабиоритмы: I – тремадокско-ашгиллский, II – лландоверийско-раннепражский, III – позднепражско-ранефаменский, IV – позднефаменско-каменноугольный. Климаты: а – аридный, п – переходный от аридного к муссонному, м – муссонный. 1-3 – эпохи осадконакопления: 1 – углеродисто-глинистых осадков, 2 – сульфатонакопления, 3 – карбонатонакопления

артыхюрхская и карбонатной – талынджинская и датнинская свиты. В Омудевских горах углеродисто-глинистая компонента представлена маутской свитой, карбонатная – хекандинской, сандуганской и бизонской свитами, сульфатной – соответствуют красноцветы мирнинской свиты. Мегабиоритм заканчивается карбонатными породами: известняками и доломитами нелюдимской свиты. На Юкагирском плоскогорье сульфатной составляющей соответствуют красноцветы железнинской свиты, а карбонатной – эльгенекская свита. В Южном Верхоянье углеродисто-глинистой компоненте соответствуют известняки нижнетаяжской подсвиты [2], карбонатной – верхнетаяжская подсвита и оронская свита, сульфатной – хуратская свита и вновь карбонатной – нижнесеттедабанская и нижняя половина среднесеттедабанской подсвиты.

Следующий мегабиоритм начинается в пражском веке раннего девона и заканчивается в раннем фамене позднего девона. Углеродисто-глинистая компонента мегабиоритма представлена в горной системе Черского хобочалинской свитой, в Южном Верхоянье – верхней половиной среднесеттедабанской подсвиты, в Момском хребте – голышевской свитой, в Омудевских горах – нижней половиной

урультунской свиты, на Юкагирском плоскогорье – базальными слоями известковокарьерской свиты (большая часть углеродисто-глинистой толщи, залегающей под известковокарьерской свитой не обнажена). На Селенняхском кряже этот интервал разреза сложен сильнобитуминозными темно-коричневыми известняками неличенской свиты.

Вторая половина мегабиоритма очень растянута во времени. На большей территории она представляет мощную толщу сульфатно-карбонатных пород, состоящую из трех частей: карбонатной, сульфатной и вновь карбонатной. В Южном Верхоянье в состав нижней карбонатной части входят верхнесеттедабанская подсвита и базальтосодержащая комарская свита нижнего девона, в горной системе Черского – геремганджинская свита, в Омудевских горах верхняя половина урультунской свиты, на Юкагирском плоскогорье – большая часть известковокарьерской свиты и сахинская свита нижнего девона. Сульфатная компонента представлена: в Южном Верхоянье – тихийской свитой, в горной системе Черского – базальные слои себечанской и ньомукской свит, в Момском хребте – гипсоносной свитой в долине р. Серечен.

В Селенняхском кряже, хребте Улахан-Сис, Омудевских горах и на Юкагирском плоскогорье сульфатной составляющей соответствуют красноцветы мирнинской свиты.

фатоносные отложения не обнаружены. Финальная часть ритма представлена: в Южном Верхоянье – загадочинской свитой среднего девона, сегенняхской, маучанской, троговской, коралловой и туойской свитой верхнего девона; в горной системе Черского – себечанской и ньомукской свитами среднего девона; на Селенняхском кряже – пряникской свитой среднего и верхнего девона, в хребте Улахан-Сис – наанчанской свитой среднего и верхнего девона, на Юкагирском плоскогорье – лосевской толщей, ярходонской свитой среднего девона и меунджинской свитой верхнего девона.

В верхнем девоне – раннем карбоне нижняя граница мегабиоритма проводится в основании верхнефаменского подъяруса. Углеродисто-глинистая компонента представлена: в Южном Верхоянье – удской свиты, в горной системе Черского – уклинской свитой, в Момском хребте – тургоякской свитой, на Юкагирском плоскогорье – дуксундинской свитой. Карбонатная часть ритма закачивается в Южном Верхоянье и на Селенняхском кряже двадцатиметровой пачкой органогенно-обломочных известняков турневизейского возраста. В относительно глубоководных впадинах (юго-западные отроги хребта Тас-Хаяхта и Омудевских гор) накопление углеродистых осадков сохранялось на протяжении позднего живета – раннего турне.

Ритмы биологической продуктивности метабиосферы коррелируется с эвстатическими колеба-

ниями уровня Мирового океана и климатической цикличностью (рис. 1). Наивысшая биопродуктивность совпадает с максимумами трансгрессивно-регрессивных мегациклов и пиками гумидизации климата, т.е. между ними наблюдается квазилинейная зависимость.

Минимум биопродуктивности связан с финальными стадиями трансгрессивно-регрессивных мегациклов, с которыми соотносятся аридизация климатов и эпохи накопления сульфатоносных толщ. Минимум биопродуктивности также совпадает с глобальной тектонической активизацией: таконской (раннекаледонской), позднекаледонской, акадской или свальбардской фазами каледонской и бретонской фазой герцинской эпохи складчатости.

Следует отметить, что излияния траппов в раннем и позднем девоне, происходившие на огромных акваториях морских бассейнов Азии, окружающих Ангариду, не влияли существенным образом на ритмичность эволюции метабиосферы.

Литература

1. Баранов В.В. Эволюция метабиосферы и кризисы экосистем в раннем-среднем палеозое северо-востока Евразии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 66–72.
2. Волкова К.Н., Латыпов Ю.Я., Хайзникова К.Б. Ордовик и силур Южного Верхоянья. М.: Наука, 1978. 220 с.
3. Орадовская М.М. Биостратиграфия и фации ордовика – силура Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1988.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ БИОТЫ И ИХ РОЛЬ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

А.А. Баренбаум¹, Т.В. Литвинова²

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

² Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Среда обитания биоты обеспечивает ей дыхание, питание, рост, размножение и другие необходимые механизмы существования органического мира, более того, она играет основополагающую роль в зарождении и эволюции жизни и может приводить как к вымиранию биоса, так и к «взрыву» жизни. Обычно процессы ее формирования рассматриваются практически без учета роли космоса. Действительно, до последнего времени о влиянии процессов в Галактике на Землю и, тем более, на Солнечную систему, можно было лишь строить более или менее удачные гипотезы. Недавно было обнаружено важное астрофизическое явление – струйное истечение газа и пыли из ядер спиральных галактик [1], которое радикально изменило ситуацию. Установлено, что при движении по галактической орбите Солнце квазипериодически пересекает струйные потоки газопылевого вещества, истекающего из ядра Галактики, в результате чего планеты Солнечной си-

стемы подвергаются мощному воздействию со стороны присутствующих в галактических струях плотных газопылевых облаков, комет и звезд.

Данное воздействие оказывается столь значительным, что выступает одним из ведущих факторов эволюционного развития нашей планеты и биосферы [2]. В таблице приведен перечень важнейших событий, инициированных Галактикой, которые многократно повторялись в геологической истории Земли и нашли отражение в качестве основных рубежей современной геохронологической шкалы [3].

На первое место в таблице поставлены события, которые трактуются как пролеты Солнца через массивные облака звезд, менявших параметры солнечной орбиты. По данным геологии, фиксируются, по крайней мере, четыре таких события 3,5, 2,6, 1,65 и ~1,1 млрд лет назад [1]. В моменты быстрого изменения галактической орбиты Солнца астероиды в больших количествах

поступали из астероидного пояса в межпланетное пространство, откуда за времена $\sim 10^7 \div 10^9$ лет выпадали на Землю и другие планеты. На нашей планете эти эпохи отмечены (рис. 1) резкой активизацией процессов тектономагматизма и рудообразования [4], «вспышками»

жизни [5] и развитием биоты [6], а также образованием на поверхности свободной воды [7], появлением оледенений [8] и насыщением атмосферы кислородом вследствие термического разложения пород земной поверхности при их импактном испарении [9].

Событийная интерпретация основных рубежей геохронологической шкалы фанерозоя

Космическое событие	Адекватный геохронологический рубеж	Количество событий в фанерозое	Повторяемость, средний период следования	Энергия воздействия, Дж
Пролеты Солнца сквозь облака звезд	Эон, эонотема		~ 1 раз в млрд лет	$\sim 10^{31} - 10^{32}$
Падения галактических комет:	«сильные»	2	250 млн лет	$\sim 10^{28} - 10^{29}$
	«средней силы»	9	~ 40 млн лет	$\sim 10^{27} - 10^{28}$
	«слабые»	13	20 млн лет	$\sim 10^{26} - 10^{27}$
Падения астероидов диаметром $> 3,5$ км	Век, ярус	195 ± 5	2,9 млн лет	$\sim 10^{22} - 10^{23}$
	Зона, раздел		0,1–1,0 млн лет	$< 10^{22}$

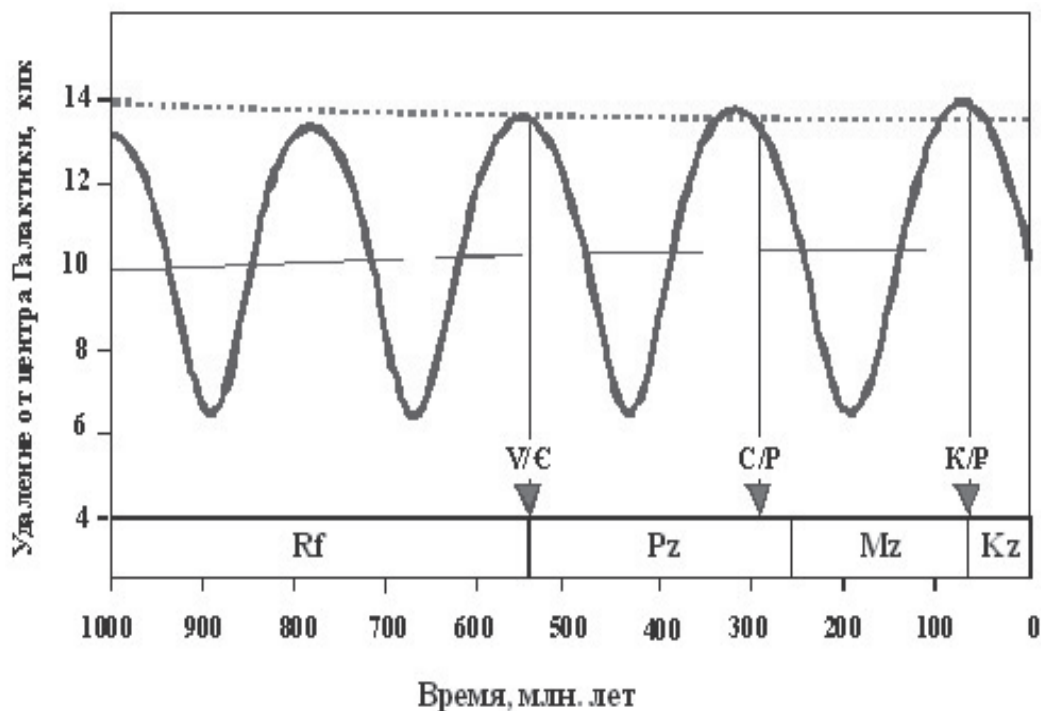


Рис. 1. Изменение со временем удаления Солнца от галактического центра (периодическая кривая) и радиуса коротации Галактики (пунктирная линия) с учетом эволюции нашей звездной системы. Треугольники внизу – главные эпохи отложения на Земле фосфатов и солей на рубежах венда и кембрия (V/E), карбона и перми (C/P), мела и палеогена (K/P). Внизу указаны положения палеозойской (Pz), мезозойской (Mz) и кайнозойской (Kz) эр, а также верхней части рифея (Rf)

В отсутствие редких взаимодействий Солнца со звездами вторым по силе фактором влияния на биосферу явились массовые падения на Землю галактических комет. Такие кометные бомбардировки происходили в сравнительно короткие эпохи ($\sim 1 \div 5$ млн лет) пребывания Солнца в струйных потоках Галактики и циклически повторялись через $19 \div 37$ млн лет. За время одной бомбардировки на Землю могло выпасть $10^4 \div 10^6$ галактических комет массой $10^{12} \div 10^{17}$ г и энергией $10^{20} \div 10^{25}$ Дж. Состав вещества и частота падений комет существенно варьировали. Частота

резко возрастала при нахождении Солнца в зонах звездообразования галактических рукавов, а состав комет ощутимо менялся на апогалактическом участке солнечной орбиты [1].

В результате «сильные» бомбардировки комет повторялись с периодом, равным длительности галактического года. В геохронологии к ним приурочены границы эр и эратем фанерозойской шкалы, падения «средней» силы выделены в качестве ее периодов и систем, а времена еще менее интенсивных падений – эпох и отделов.

Падения комет приводили к похолоданию климата, вызывали резкие колебания уровня Мирового океана, меняли состав воздуха и воды, а также активизировали процессы магматизма, седиментации и рудообразования. Наибольшие геологические эффекты имели место в тех регионах земного шара, где плотность падений комет оказывалась максимальной. Вследствие движения Солнца по галактической орбите эта область закономерно перемещается по земной поверхности [12]. Поэтому интенсивные процессы на одних континентах оказывались слабыми или почти незаметными на других, располагавшихся в то время на противоположной стороне земного шара.

Кометные бомбардировки приводили к массовому вымиранию живых существ и, следовательно, освобождению экологических ниш, заполнявшихся позднее [13], при восстановлении видового разнообразия более совершенными организмами.

Особо важную роль в развитии биосферы, по нашим данным [2], сыграли кометы спиральных рукавов Галактики. Эти кометы начали интенсивно выпадать на Землю, начиная лишь с рубежа венда и кембрия. Они характеризовались повышенным содержанием фосфора, кальция, калия, натрия, хлора, серы и других химических элементов, которые стали поступать в Мировой океан вместе с кометной водой. Организмы активно использовали эти элементы для своего дальнейшего развития. Данное обстоятельство и явилось главной причиной вендско-кембрийского «взрыва жизни» [2]: в этот сравнительно короткий интервал времени на Земле появляются основные типы фауны, просуществовавшие до наших дней.

С этого времени организмы обзаводятся раковинами из фосфора и кальция, защищающими их от хищников, и у них возникает вполне совершенная кровеносная система, позволившая животным перейти к жаберному типу дыхания, что сделало их менее подверженными влиянию меняющихся внешних условий.

Позднее обильные поступления на Землю космического вещества с повышенным содержанием «химических элементов жизни» происходили еще дважды, что стало причиной мезозойского и кайнозойского крупных биотических событий (см. рис. 1).

Весьма важное влияние на биосферу оказывали и падения на Землю крупных астероидных тел, их моментам отвечают границы более мелкого ранга (см. таблицу). При падении таких тел уровень энергии $\sim 10^{22} \div 10^{23}$ Дж является выделенным: импактные события с энергией выше этого порога, по-видимому, носили глобальный характер и вызывали значительные геологические последствия на всем земном шаре. События с меньшим энерговыделением имели более локальные последствия.

В фанерозое произошло 195 ± 5 событий, которые можно связать с падением на Землю крупных астероидов диаметром $\geq 3,5 \pm 1,0$ км. Эти падения носили во времени сугубо случайный характер и в среднем повторялись через 2,9 млн лет. С уменьшением размеров падавших тел уменьшалось влияние таких событий на процессы в биосфере. В таблице они нашли отражение как рубежи более мелких подразделений фанерозойской шкалы – зон. Зональное подразделение шкалы имеет региональное, и даже местное значение [14]. Большинство границ этого уровня в шкале фанерозоя отсутствует. Следует, однако, отметить, что в последние годы зональная стратиграфия интенсивно развивается.

Таким образом, представленные материалы свидетельствуют, что все основные этапы эволюции биосферы нашей планеты, включая изменения среды обитания организмов, следует рассматривать в рамках эволюции Солнечной системы и с учетом космических событий, оказавших решающее влияние на многие глобальные процессы на Земле. Эпохи развития биоты в архее, ее революционные изменения в венде-кембрии, обновления в начале мезозойской и кайнозойской эр, а также массовые вымирания живых существ на границах стратонов фанерозоя непротиворечиво объясняются космическими причинами.

Литература

1. Баренбаум А.А. Галактоцентрическая парадигма в геологии и астрономии. М.: Либроком, 2010. 544 с.
2. Баренбаум А.А., Литвинова Т.В., Хаин В.Е. // Уральский геологический журнал. 2009. № 6 (72). С. 15–39.
3. Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 10, № 2. С. 3–14.
4. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы «кора – мантия». Л.: Наука, 1990.
5. Соколов Б.С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации // Вестник АН. 1976. № 1. С. 126–143.
6. Сидоренко Св.А. Органическое вещество и биолитогенные процессы в докембрии. М.: Наука, 1991. 104 с.
7. Баренбаум А.А., Ясаманов Н.А. // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 4. С. 9–19.
8. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
9. Маркова Н.А., Яковлев О.И., Семенов Г.А., Белов А.Н. // Геохимия. 1986. № 11. С. 1559–1569.
10. Глебовицкий В.А., Шемякин В.М. Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в раннем докембрии. М.: Геоинформмарк, 1995. 47 с.
11. Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. // Геохимия. 1975. № 3. С. 323–342.
12. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. № 3. С. 3–16.
13. Алексеев А.С. // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ, 1989. С. 22–47.

ТИМАНО-СЕВЕРОУРАЛЬСКИЕ ПЕНТАМЕРИДЫ (BRACHIOPODA) РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Т.М. Безносова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

История развития брахиопод отряда *Penta-merida*, впервые заселивших Тимано-Североуральский морской бассейн в позднем ордовике и существовавших до среднего девона, тесно связана с изменениями условий седиментации и кардинальными перестройками морских экосистем [2]. Эволюция пентамерид неоднократно прерывалась и сопровождалась преобразованиями внешней формы раковины, совершенствованием элементов внутреннего строения, формированием структур, выполнявших функцию защиты раковины [9, 10]. Первое появление пентамерид в Тимано-Северо-уральском морском бассейне совпало с непродолжительной трансгрессией в позднем ордовике. В силуре произошли существенные их морфогенетические преобразования и сформировались основные морфологические типы раковин, принадлежавшие преимущественно к свободно-лежащему экологическому типу – расположение на субстрате на брюшной створке. В.П. Сапельников выделил девять основных морфологических типов раковин пентамерид [5]. Из этих девяти шесть морфотипов известны у Тимано-Североуральских пентамерид [3].

Два вида – *Proconchidium muensteri* (St. Joseph) и *Holorhynchus giganteus* (Kiaer) – являются самыми древними представителями западноуральских пентамерид. Первый вид относится к семейству *Tsherskidiidae*, второй – к семейству *Virgianidae*. Интервал распространения этих видов в разрезе ограничен нижней частью кыринского горизонта (яптикшорскими слоями). Оба вида занимали позицию третьего бентосного комплекса [4], формировали одновидовые сообщества на обширном пространстве ровного дна, а также вблизи рифовой постройки (риф Бадья на западном склоне Приполярного Урала) и были широко распространены за пределами рассматриваемой территории [2]. Морфологические особенности раковин западноуральских *H. giganteus* (Kiaer), сочетающих черты сходства голоринхусов норвежско-балтийских, азиатских и казахстанских, позволили сделать предположение о зарождении этого вида в Тимано-Североуральском бассейне [7]. Семейство *Virgianidae*, к которому принадлежит род *Holorhynchus*, продолжало успешно развиваться и в раннем силуре. В то время как семейство *Tsherskidiidae* с точки зрения эволюции было неудачным [6]. Регрессия в конце ордовика (в хирнантское время), изменение условий обитания обусловили вымирание практически всех бентосных животных, в том числе брахиопод.

Следующий этап распространения представителей отряда пентамерид в палеобассейне связан с обширной

трансгрессией в самом начале силура. Лландоверийские сообщества тимано-североуральских пентамерид принадлежат к семействам *Virgianidae* и *Pentameridae*. В отличие от ордовикских, раннесилурийские пентамериды более разнообразны по родовому и видовому составу, морфологическим типам раковин и принадлежат к двум экологически различным типам сообществ – рифолюбам и сообществам ровного дна. Впервые в лландовери наблюдается отчетливая дифференциация экологических ниш пентамеровых сообществ [1].

Изменения внешней формы раковин пентамерид силура были взаимосвязаны с изменениями внутреннего строения. Например, развитые синус, возвышение и относительно короткие септальные пластины характерны для широких раковин рода *Pentamerus*. Удлинные раковины рифолюбивых *Virgianella vaigatshensis* и *Pseudoconchidium kozhmicum* не имеют синуса, возвышения и срединной септы. Лишь у отдельных юных форм *P. kozhmicum* наблюдается короткая, тонкая септа, которая формируется на ранних стадиях, а затем, в процессе роста раковины, редуцируется [7]. Сообщества *V. vaigatshensis* и *P. kozhmicum* обитали в условиях умеренно-турбулентной среды, образуя плотные поселения. Их захоронения, приуроченные к светло-серым рифогенным толщам на западном склоне Приполярного и Северного Урала, содержат обилие целых раковин различных возрастных стадий, преимущественно в прижизненном положении [2].

В лудлове существование сообществ пентамерид, основу которых составляли представители рода *Conchidium*, было ограничено лишь территорией развития биогермов и рифовых построек. В отличие от лландоверийских, захоронения лудловских пентамеровых сообществ рифовых фаций представлены чаще скоплениями разрозненных, преимущественно брюшных створок. Так, в результате специализации обособилась группа сообществ пентамерид, адаптированных к специфическим условиям обитания вблизи биогермов и на склонах рифов. Лудловские сообщества рифолюбам отличаются от лландоверийских морфологическими особенностями раковин и таксономическим составом [2].

Силурийские пентамериды исчезли в конце лудлова. Их остатки не установлены в отложениях в прижидола и начала раннего девона (лохкове и прагиене). Лишь в эмсском веке девона представители этого отряда вновь заселили Тимано-Североуральский бассейн [8]. Девонские пентамериды относятся к родам *Zdimir* и *Gypidula*, семейству гипидулид и сообществам ровного дна. Представители рода

Gypidula имеют гипидулидный морфотип раковины, а *Zdimir* – конхидиидный морфотип, который наиболее свойствен брахиоподам силура. Род *Zdimir* не имеет близкого родства с силурийскими родами и это внешнее сходство – гомеоморфное [6]. Подобные гомеоморфные формы как у родственных, так и генетически далеких Тимано-Североуральских таксонов, вероятно, возникли в результате ограниченных возможностей морфогенеза [5].

Таким образом, среди пентамерид, существовавших в Тимано-Североуральском палеобассейне в разные периоды времени от ордовика до девона и характеризующихся значительной изменчивостью, хорошо прослеживается ряд параллельных экологически и морфологически сходных сообществ. Такая повторяющаяся во времени специализация может рассматриваться как особый случай параллелизма – итеративная эволюция.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 15, проект «Биотические и изотопные события на кризисных рубежах развития Тимано-Североуральского осадочного бассейна в силуре и раннем девоне» (№ 09П-5-1010).

Литература

1. Безносова Т.М. Силурийские сообщества брахиопод североуральских разрезов // Геология рифов: Материалы междунар. совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 20–21.
2. Безносова Т.М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 215 с.
3. Безносова Т.М. Параллелизм и гомеоморфия в эволюции раннепалеозойских брахиопод // Параллелизм и гомеоморфия в эволюции биоты фанерозоя. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 14–18.
4. Бужо А. Эволюция и темпы вымирания. М.: Мир, 1979. 318 с.
5. Раун Д., Стенли Н. Основы палеонтологии. М.: Мир, 1974. 390 с.
6. Сапельников В.П. Морфологическая и таксономическая эволюция брахиопод (отряд пентамерид). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 231 с.
7. Сапельников В.П., Безносова Т.М. Некоторые руководящие формы ашгиллских и силурийских пентамерид Печорского Урала // Новые материалы по пентамеридам Урала. Свердловск, 1980. 47 с.
8. Цыганко В.С., Першина А.И., Халымбаджа В.Г., Юдина А.Б. Средний девон Приполярного Урала (р. Щугор) // Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. С. 17–27 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 62).
9. McGhee G.R.Jr. Shell form in the biconvex articulate Brachiopoda: a geometric analysis // Paleontol. 1980. Vol. 6, № 1. P. 57–76.
10. Radwick M.J.S. Living and fossil brachiopods. London: Hytchinson Univ. Libr., 1970. 199 p.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ КАК ОСНОВА ЭТАПНОСТИ РАЗВИТИЯ СРЕДЫ И ЭВОЛЮЦИИ БИОТЫ

А.Л. Бейзель

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Географический цикл – это фундаментальное понятие, значение которого для естественных наук еще не понято до конца. В Большой советской энциклопедии дается следующее определение (с некоторыми сокращениями): «Географический цикл» – цикл развития рельефа суши, заключающийся в последовательной смене стадий “юности”, “зрелости” и “старости” рельефа. Учение сформулировано американским географом и геоморфологом У.М. Дэвисом на рубеже XIX и XX вв. В стадии “юности” под влиянием тектонических поднятий возникает горный рельеф, интенсивно расчленяющийся в результате эрозии на глубокие узкие долины и островерхние хребты; в стадии “зрелости” эрозия и денудация расширяют долины, вырабатывают их плоское дно, выполаживают и округляют склоны и водоразделы; в стадии “старости” денудация выравнивает рельеф до состояния “почти равнины” (пенеплена), чем и завершается данный цикл. Новые тектонические поднятия приводят к возобновлению

эрозии и омоложению рельефа, давая начало новому Г. ц.».

В этом определении следует отметить два момента. Во-первых, учение о ГЦ сформулировано только для суши, т.е. для континентов. На морские акватории оно не распространяется. Во-вторых, принципиально важной является двухфазность цикла, которая проявляется на самом глубоком термодинамическом уровне. Фазу омоложения рельефа за счет тектонических движений можно рассматривать как поступление эндогенной энергии в экзосферу, а выравнивание рельефа под действием экзогенных процессов – как ее диссипацию. Множество других явлений циклического характера, так или иначе связанных с ГЦ – трансгрессии и регрессии, осадочные циклы, перестройки климата, биогеоценотические изменения и т.д. – также являются либо двухфазными, либо распадаются на две группы, отвечающие первой или второй фазам ГЦ. Они совершенно по-разному проявляют себя в геологическом времени и простран-

стве. Достаточно сказать, что известный в геологии принцип Вальтера – Головкинского действует только для явлений, связанных со второй фазой ГЦ. Для первой фазы он не соблюдается.

В последние годы автором разработана универсальная модель циклогенеза, основанная на концепции географического цикла [2, 3]. Новизна модели состоит в том, что цикл распространен на морскую фациальную область. Это удалось сделать благодаря разработанному ранее положению об инверсии осадочных циклов в береговой барьерной зоне [1]. Одновременно данный подход объясняет, почему такое «расширение» географического цикла не было сделано ранее.

Когда обсуждаются вопросы о совпадении либо несовпадении тех или иных лито- и биостратиграфических границ, то обычно не принимается в расчет, что литостратиграфические границы бывают двух типов. Границы первого типа обусловлены тектоническими движениями в моменты омоложения рельефа, т.е. движениями блоков земной коры, а границы второго типа определяются постепенными изменениями, связанными с эрозией, транспортировкой и отложением осадочного материала. Это две совершенно разные формы движения геологической материи. Баланс массы в конечном итоге сводится, но время реализации его составных частей различается на порядки. Рубежи первого типа образуются быстро, в геологическом масштабе времени мгновенно, а границы второго типа формируются в течение всего цикла, вследствие чего они испытывают стопроцентное скольжение от подошвы до кровли осадочного комплекса. Таким образом, вторые границы оказываются еще «хуже», чем мы о них думаем, – они не имеют никакого стратиграфического значения, а если и имеют, то только за счет применяемого нами районирования территории. В пределах ограниченных участков границы принимаются условно изохронными. Зато границы первого типа изохронны в максимально возможном в геологии смысле, без всяких приставок типа «квази», «псевдо» и т.п. Они составляют хроностратиграфический каркас, определяя этапность развития биогеоценозов и тем самым являясь «движущей силой» эволюции.

Таким образом, руководящая идея настоящей работы заключается в том, что этапность развития среды полностью определяет этапность развития биоты, но рубежами перестроек являются не всякие литостратиграфические границы, а только те, которые отвечают границам географических циклов. В практическом плане нужно освоить методику выделения этих границ в морских разрезах, поскольку на них основана практически вся периодизация ископаемой жизни и в конечном счете этапность.

В сущности, эти этапы хорошо известны, только принятая интерпретация их совершенно иная. Каждый палеонтолог, работающий со своей группой фауны или флоры в данном интервале геологического времени и в конкретном регионе, знает, что бывают

моменты нивелировки систематического состава, усиления связей со смежными бассейнами, которые сменяются периодами нарастания эндемизма и изоляции сообществ. Обычно это интерпретируется в терминах трансгрессий и регрессий, что можно рассматривать как своеобразный «морцентризм».

Такие рубежи в морских разрезах совпадают с подошвами регионально выдержанных глинистых толщ, таких как китербютская (нижнецоарская), баженновская, ханты-мансийская (альбская), кузнецовская и др. В юре Западной Сибири это подошвы всех горизонтов глинистого состава. Новизна интерпретации этих толщ заключается в том, что они связываются не с пенеппенизацией, а, напротив, с периодами омоложения рельефа в области источников сноса. Сопровождающие их трансгрессии играют второстепенную роль. Более важными являются климатические перестройки, вызванные изменениями циркуляции атмосферы, а также усиление водного стока и сноса материала в бассейны.

Влияние географических циклов на развитие биотических сообществ можно проиллюстрировать на примере плинсбах-тоарского события на севере Сибири. Здесь имеет место явление, которое можно назвать парадоксом раннего тоара. На рубеже ярусов происходит биотический кризис, наиболее отчетливо фиксируемый по сообществам бентоса [5]. Он выражается в резком сокращении численности и таксономического разнообразия моллюсков. В течение раннего тоара сообщества в определенной мере восстанавливаются, однако «выживают» в кризисе представители только арктических и некоторых бореальных родов и видов. Казалось бы, фаунистические признаки ясно указывают на похолодание как главную причину кризиса сообществ. В то же время палинологические данные по высокоширотным разрезам показывают появление в низах нижнего тоара в массовом количестве термофильных евросинийских форм. Это однозначно интерпретируется как свидетельство потепления климата. Парадокс состоит в том, что биотический кризис происходит во время климатического оптимума.

Интерпретации плинсбах-тоарского события на севере Сибири и в смежных регионах посвящено множество работ, среди которых можно отметить новейшую и наиболее полную сводку [4]. Во многих из них, как и в упомянутой работе, приводятся данные по палинологии, причем исследователи априорно принимают, что все элементы палинокомплексов в морских глинах нижнего тоара находятся в первичном залегании.

Решение «парадокса» на основе импульсной модели представляется в следующем виде. Климатический оптимум имел место в конце плинсбаха, как и показывают фаунистические сообщества. Это была конечная стадия позднеплинсбахского географического цикла, когда на юге Западной Сибири в континентальных условиях формировалась тоурская глинистая пачка.

Последняя содержит богатейшие палинокомплексы термофильных палиноморф евро-синийского облика, залегающих здесь *in situ*. В тоаре начался новый географический цикл, и эти палиноморфы в результате активизации речного стока были смыты и переотложены в основании морских глин китербютской свиты. Таким образом, исключая из рассмотрения привнесенные термофильные элементы, мы получаем в начале тоара на севере Сибири похолодание и опреснение морских бассейнов, что и следует рассматривать как причину биотического кризиса.

В базальной части морских глинистых толщ «инородными» элементами являются не только палиноморфы. Здесь могут присутствовать переотложенные глинистые минералы коры выветривания, разнообразные включения, вплоть до россыпных алмазов, отмечаемых в такого рода слоях в триасе и нижней юре на севере Сибири. Эти данные убедительно свидетельствуют об активизации речного стока в начале морских осадочных циклов.

Литература

1. Бейзель А.Л. Роль берега как барьерной зоны при формировании осадочной цикличности // Вестник Томского государственного университета. Сер. «Науки о Земле». 2003. № 3 (1). С. 36–38.
2. Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 34–44.
3. Бейзель А.Л. Аналогии континентальных поверхностей выравнивания в морских разрезах (на примере юры Западной Сибири) // Литосфера. 2009. № 1. С. 103–108.
4. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 61–80.
5. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ПЛИОЦЕНЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ) ПО ДАННЫМ ПАЛЕОКСИЛОЛОГИИ

О.В. Бондаренко, Н.И. Блохина

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Для познания истории формирования и развития современной флоры и растительности большое значение имеет изучение растительных остатков из отложений плиоценового возраста, поскольку плиоцен является последней, переходной к четвертичному периоду, эпохой неогена. В плиоцене появляются многие современные виды растений, образуются близкие современным растительные сообщества, что, в свою очередь, связано с изменением палеоклиматических и палеогеографических условий.

На российском Дальнем Востоке (РДВ) в плиоценовых отложениях остатки ископаемой древесины часто являются единственными палеоботаническими свидетельствами из макроостатков, поэтому их изучение приобретает особую важность для выявления таксономического состава тафоценозов, реконструкции растительных сообществ, палеоклиматических и палеоэкологических условий их существования и высотной поясности древесной растительности. Детальное микроскопическое изучение ископаемых древесных остатков способствует решению ряда актуальных аспектов сравнительной и эволюционной анатомии древесины, частных и общих проблем филогенеза, обеспечивает исторический подход к систематике растений.

К изучению ископаемых древесин из плиоценовых отложений РДВ авторы приступили в самом конце 90-х гг. XX в. Эти исследования были связаны с

Южным Приморьем, на территории которого имеется пока единственное, но богатейшее местонахождение древесных остатков плиоценового возраста. Данное местонахождение приурочено к Павловскому бурогольному месторождению, которое находится в 35 км к северо-востоку от г. Уссурийска и приурочено к Павловской группе впадин. Оно характеризуется наличием многочисленных древесных остатков, часто крупного размера (ветки, пни с комлями и даже целые стволы) и с хорошей сохранностью анатомической структуры.

Древесные остатки происходят из мелкогалечных конгломератов толщи косослоистых песчаников и галечников суйфунской свиты плиоценового [5], по мнению Б.И. Павлюткина [3], эоплейстоценового возраста. Толща представляет собой серию русловых ритмов, к границам которых приурочены алевроитовые линзы. Эти линзы содержат споры, пыльцу и растительный детрит – остатки плодов, семян и неопределимые остатки хвои. Листовые отпечатки в толще отсутствуют.

В спорово-пыльцевом комплексе доминирует пыльца таких широколиственных пород, как *Quercus* L. (58,7%), *Ulmus* L. (14,4%), *Corylus* L., *Carpinus* L., *Tilia* L. (суммарно 11,2%), *Fagus* L. (4,9%) и *Juglans* L. (0,6%). Среди мелколиственных преобладают *Alnus* Mill. (7,6%), *Betula mandshurica* (Regel) Nakai (4,7%) и *B. sect. Albae* L. (4%). Кроме

того, единично встречаются экзотические для данной территории породы – *Carya* Nutt., *Pterocarya* Kunth, *Castanea* Mill., *Celtis* L., *Magnolia* L. Значительная роль также принадлежит пыльце сосновых, таких как *Picea* A. Dietr. (31%) и *Pinus* L. (16,6%), реже встречается *Tsuga* Carr. (1%); отмечена пыльца, определенная только как Cupressaceae-Taxodiaceae (2,2%) [4].

В семенной флоре указывается обилие *Picea* и *Larix* Mill. Из покрытосеменных по карпологиическим остаткам установлены *Salix* L., *Alnus*, *Betula* sect. *Costatae* Regel., *Padus asiatica* Kom., *P. maackii* (Rupr.) Kom., *P. cf. jacutica* Dorof., *Crataegus* L., *Spiraea* L., *Rosa* L., *Aralia cf. crassa* Dorof., *Cornus tertiaria* Dorof., *Sambucus* L. [4, 5].

Материалом для исследования послужили многочисленные древесные остатки, собранные в верхней части толщи и представленные различного размера обломками, иногда пнями с комлями и даже целыми стволами длиной 3–6 м при диаметре 40–50 см, горизонтально залегающими с азимутом падения 270° по направлению с востока на запад. Ископаемые древесины слаболигнитизированные, тёмно-коричневого цвета, с хорошо различимыми невооруженным глазом годовыми кольцами.

Для изготовления препаратов из слаболигнитизированной, малоизмененной древесины использовалась общепринятая в ксилотомии методика, детально изложенная в работах А.Ф. Гаммерман с соавторами [1] и А.А. Яценко-Хмельевского [7]. После предварительной обработки древесины из неё изготавливались тонкие срезы при помощи бритвы от руки в трёх взаимно перпендикулярных плоскостях – поперечной, радиальной и тангентальной. В целом был исследован 221 образец ископаемой древесины – около 7 400 тонких срезов. Изучение анатомического строения и микрофотографирование анатомических признаков выполнялись с помощью световых биологических микроскопов «Mikmed» (LOMO) и «AxioScop-40» (Carl Zeiss).

Некоторые признаки строения годовых колец могут использоваться для реконструкции климата. Параметры, у которых есть значение климата, включают присутствие или отсутствие годовых слоев (показатель сезонного или несезонного климатов соответственно), ширина годовых колец как индикатор условий роста (узкие кольца формируются при неблагоприятных условиях в течение вегетационного периода, широкие – при оптимальных условиях), соотношение ранней и поздней древесины (большой объем ранней древесины формируется при благоприятных условиях роста в начале вегетационного периода, большой объем поздней древесины – когда благоприятные условия продолжаются до конца вегетационного периода), присутствие ложных колец (прерывания в росте в течение вегетационного периода, вызванного засухой, огнем или нападением насекомых) [6].

Анализ годовых слоев был сделан по методу J.E. Francis и I. Poole [8]. Для этого у каждого образца

ископаемой древесины измерялись минимальная и максимальная ширина годовых колец, и вычислялись средняя ширина годовых колец и «mean sensitivity» (MS) – средняя изменчивость (чувствительность) ширины годовых колец [8, 9]. Значения MS могут колебаться от 0 (никакого изменения) до 2 (максимальное изменение). Francis и Poole [8] выбрали произвольное значение MS = 0,3, чтобы отделить «удовлетворенные» деревья, которые растут равномерно под благоприятным и однородным климатом (MS < 0,3), от тех, которые «чувствительны» к колеблющимся параметрам климата (MS > 0,3).

Для реконструкции качественных параметров палеоклимата, средняя годовая температура (MAT) и среднее годовое количество осадков (MAP), был применен метод «Coexistence Approach» (CA), введенный V. Mosbrugger и T. Utescher [10]. Данный метод основан на климатической толерантности современных видов, близких ископаемым (NLR). Для каждого климатического параметра есть интервал, в котором может жить NLR. Интервал определенного климатического параметра, общий для всех NLR данной ископаемой флоры, является показателем палеоклимата по данному климатическому параметру. Метод применялся только для ископаемых таксонов, определенных до видового уровня.

В результате проведенного исследования было выявлено, что для ископаемых древесин из плиоцена Южного Приморья характерны отчетливые годовые кольца. Это является свидетельством хорошо выраженной сезонности. В общей сложности был измерен 221 ряд от 8 до 117 годовых колец. Средняя ширина годовых колец колебалась от 0,14 до 3,99 мм, и значение MS варьировало от 0,034 до 1,546. Из 221 образца изученных ископаемых древесин для 138 образцов значение MS < 0,3. Это указывает, что деревья росли равномерно, в условиях благоприятного и однородного климата. У 82 образцов ископаемой древесины значение MS > 0,3, т.е. деревья были «чувствительны» к колеблющимся параметрам климата. Только у 1 образца ископаемой древесины (20a/126 – *Piceoxylon* sp. 2) значение MS = 0,3.

Самые узкие кольца были найдены у *Picea cf. bicolor* (Maxim.) Mayr (0,05 мм), самые широкие кольца наблюдались у *Picea jezoensis* (Siebold et Zucc.) Carr., *P. koraiensis* Nakai, *Larix olgensis* A. Henry, *Laricioxylon blokhinae* O.V. Bondarenko, *Ulmus japonica* (Rehd.) Sarg., *Cerasus sargentii* (Rehd.) Pojark. и *Eleutherococcus* aff. *sessiliflorus* (Rupr. et Maxim.) S.Y. Hu (4–5 мм шириной и больше). Наиболее часто ширина годовых колец варьирует в пределах 0,55–1,6 мм. В общей сложности у 77 образцов ископаемых древесин наблюдались узкие кольца 1 мм шириной, у 56 образцов – широкие кольца (2 мм шириной и больше); у 88 образцов годовые кольца были 1–2 мм шириной.

Поздняя древесина занимает о 1/5–1/2 годового кольца. Это позволяет предположить наличие долгого благоприятного вегетационного периода, который

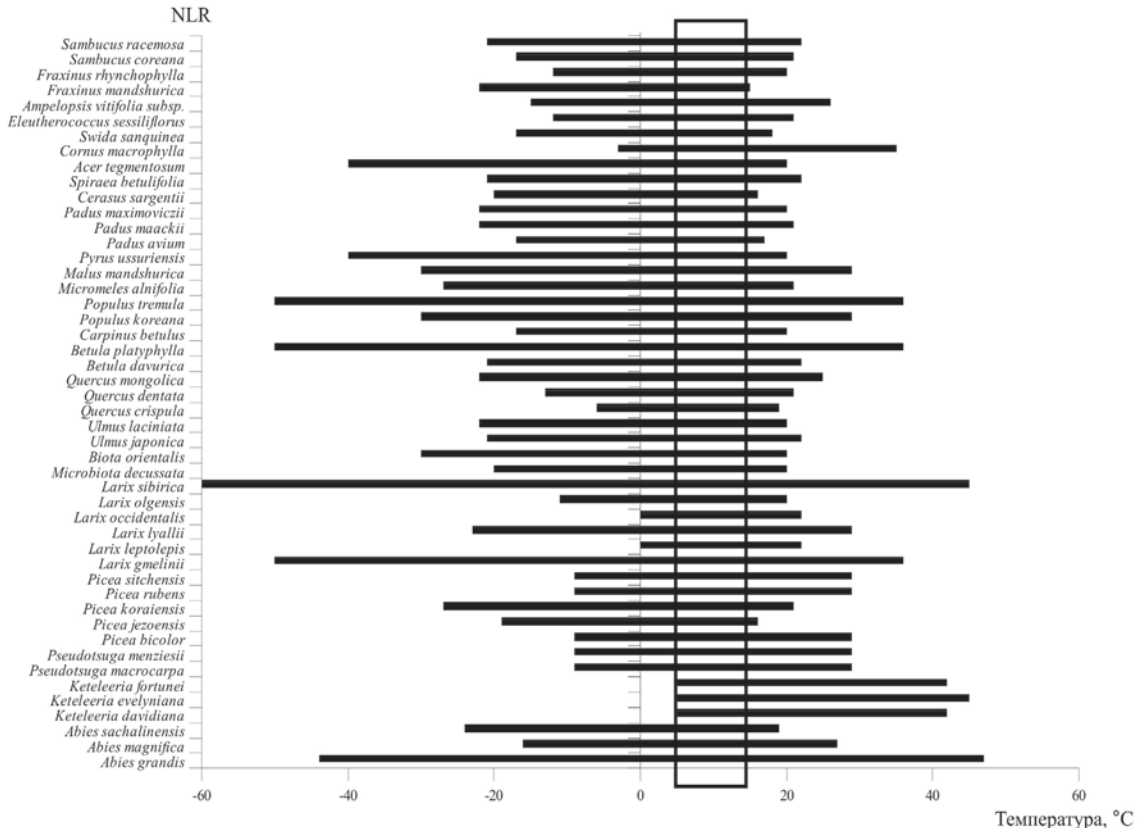


Рис. 1. Требования современных видов, близких ископаемых (NLR) к температуре

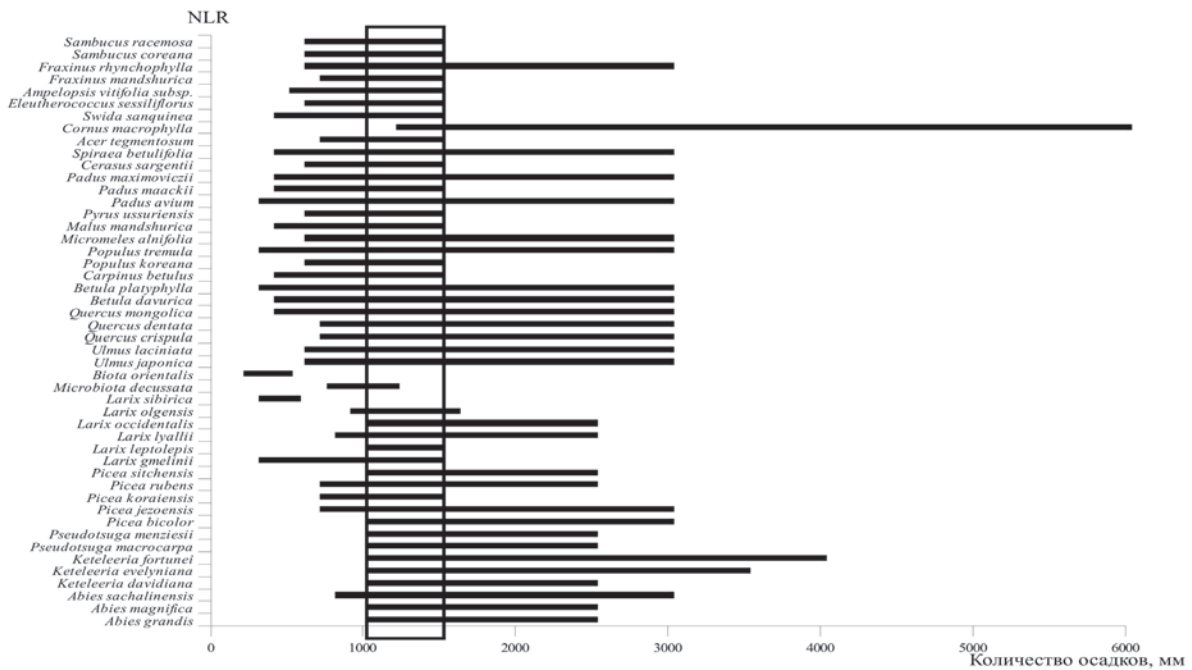


Рис. 2. Требования современных видов, близких ископаемых (NLR) к количеству осадков

поддерживал функционирование камбия до конца вегетационного периода. Ложные кольца обычно формируются при непостоянных условиях роста, когда нормальный рост дерева был прерван и снова возобновлен в течение одного вегетационного периода, например по причине заморозков или засухи [6]. Ложные кольца наблюдались у *Picea jezoensis*, *P. koraiensis*, *Piceoxylon*

pavlovskiense Blokh. et Bondar., *P. ussuriense* Blokh. et O.V. Bondarenko, *Piceoxylon* sp. 1, *Piceoxylon* sp. 2, *Larix gmelinii* (Rupr.) Rupr., *L. olgensis* и *Micromeles alnifolia* (Siebold et Zucc.) Koehne.

Обильные травматические вертикальные смоляные ходы или цисты были найдены у *Abies* aff. *sachalinensis* Fr. Schmidt, *Picea jezoensis*, *P. koraiensis*,

Piceoxylon pavlovskiense, *P. ussuriense*, *Piceoxylon* sp. 1, *Piceoxylon* sp. 2, *Larix gmelinii* и *L. olgensis*. Наиболее вероятно, эти анатомические структуры – ответ деятельности камбия на повреждения, вызванные ветрами, морозами и т.д.

Из 221 определенного образца ископаемых древесин 51 образец принадлежит покрытосемянным растениям. Из них 31 образец с кольцесосудистым типом древесины – *Ulmus japonica*, *U. laciniata* (Trautv.) Mayr, *Quercus primorica* O.V. Bondarenko, Blokh. et Snezhk. и *Fraxinus* sp., тогда как 20 образцов ископаемых древесин принадлежат 10 видам покрытосемянных с рассеяннососудистым типом древесины. У кольцесосудистых ископаемых древесин наибольший диаметр сосудов ранней древесины (130–240 μm в диаметре) отмечен у *Ulmus japonica* и *U. laciniata*, наименьший диаметр сосудов (100–120 μm в диаметре) – у *Fraxinus* sp. Наиболее крупные сосуды поздней древесины (30–70 μm в диаметре) наблюдались у *Fraxinus* sp., самые мелкие (12–48 μm в диаметре) – у *Quercus primorica*. У рассеяннососудистых ископаемых древесин самые крупные сосуды (30–110 μm в диаметре) отмечены у *Sambucus* sp., а самые мелкие (18–45 μm в диаметре) – у *Micromeles alnifolia*. Определенное расположение сосудов (рисунок) на поперечном срезе характерно из кольцесосудистых ископаемых древесин для *Ulmus japonica*, *U. laciniata* и *Quercus primorica*, из рассеяннососудистых древесин только для *Eleutherococcus* aff. *sessiliflorus*. Лестничные перфорации были найдены только у *Betula* aff. *davurica* Pall. Спиральные утолщения обнаружены на стенках сосудов у *Ulmus japonica*, *U. laciniata*, *Micromeles alnifolia*, *Malus mandshurica* (Maxim.) Kom., *Pyrus ussuriensis* Maxim., *Padus* aff. *maackii*, *Cerasus sargentii*, *Acer* aff. *tegmentosum* Maxim. и *Sambucus* sp., и иногда у *Eleutherococcus* aff. *sessiliflorus*.

Таким образом, на основе данных анатомии ископаемых древесин можно предположить, что климат был, вероятно, хорошо выраженным сезонным, умеренным – относительно теплый в течение года и с довольно снежной и прохладной зимой. Хотя были, возможно, годы с более суровыми условиями.

В результате применения метода СА для NLR данной плиоценовой ксилофлоры были выявлены следующие интервалы: для МАТ от 5 до 16°C (рис. 1), для МАР от 1 000 до 1 500 мм (рис. 2), т.е. плиоценовый климат Южного Приморья был подобен климату, существующему в настоящее время в Южной Корее с МАТ 5–16° С и МАР 700–1 500 мм.

К концу плиоцена климат стал более аридным, появились довольно продолжительные засушливые

сезоны, и в связи с этим в долинах стали распространяться саванноподобные пейзажи [2]. В настоящее время для Приморья характерны МАР 720–830 мм и МАТ 3,3–5,6°C. Возможно, из-за более засушливого климата и/или падения температуры в течение послеплиоценового времени с территории Приморья исчезли *Abies sachalinensis*, *A. chavchavadzeae* Blokh. et O.V. Bondarenko, *Picea bicolor*, *Piceoxylon pavlovskiense*, *P. ussuriense*, *Laricioxylon blokhinae*, *L. pavlovskiense*, *L. chelebaevae* Blokh., *L. korfiense* Blokh., *L. sichotealinense* Blokh., *Quercus primorica*, а также представители *Keteleeria* Carr., *Pseudotsugoxylon* Blokh. et Bondar., *Tsuga*, *Biota* (D. Don) Endl., *Magnolia*, *Celtis*, *Pterocarya*, *Carya*, *Castanea* и *Fagus*. У *Larix olgensis* в течение послеплиоценового времени сильно сократился ареал.

Литература

1. Гаммерман А.Ф., Никитин А.А., Николаева Л.Т. Определитель древесин по микроскопическим признакам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 143 с.
2. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен – плейстоцен). Владивосток: Изд-во Дальневосточного ун-та, 1996.
3. Павлюткин Б.П. К вопросу о возрасте суйфунской свиты (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 37–45.
4. Павлюткин Б.П., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 92–100.
5. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений материковой части Дальнего Востока. Хабаровск: ХГГПИ, 1994. Схема 37. С. 1–34.
6. Чавчавадзе Е.С. Древесина хвойных (морфологические особенности, диагностическое значение). Л.: Наука, 1979. 190 с.
7. Яценко-Хмелевский А.А. Основы и методы анатомического исследования древесины. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 337 с.
8. Francis J.E., Poole I. Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2002. № 182. P. 47–64.
9. Fritts H.C. Tree Rings and Climate. L.: Academic Press, 1976.
10. Mosbrugger V., Utescher T. The coexistence approach – a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 1997. № 134. P. 61–86.

О ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ АСПЕКТЕ ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ ЖИЗНИ (НА ПРИМЕРЕ ПТИЦ)

В.И. Забелин

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Тува, Россия

Известные палеонтологические открытия последнего десятилетия в Западном Ляонине (Северо-Восточный Китай) привлекли к себе внимание не только палеозоологов, палеоботаников и эволюционистов, но и геохимиков. Необычность этих местонахождений фауны и флоры позднего мезозоя (биота Джебхоль) заключалась в том, что находки оперенных динозавров, ранних птиц, примитивных млекопитающих и ранне-меловых покрытосеменных растений были сделаны во множестве представленных видов и в большом количестве экземпляров. Уникальное видовое богатство наземной экосистемы хорошо сохранилось благодаря быстрому захоронению погибших организмов в тонких озерных отложениях, погребенных под слоем туфогенно-пепловых осадков. Поскольку продуктивные горизонты прочно коррелировали со слоями туфов, то главной причиной гибели фауны и флоры Джебхоль считались вулканические извержения [16]. Близкие к описанным условия, когда по соседству с вулканами были обнаружены остатки некогда богатой и разнообразной биоты, выявлены ранее и в других регионах, в частности, в вулканогенно-осадочных отложениях нижнего карбона Ист-Кирктона (Шотландия), палеогена Месселя (Германия) и Ардтуна (о-в Малле в системе Гебридских островов) и др. [14].

Столь бурное развитие биоты и последующая массовая гибель организмов находит себе объяснение в прямом влиянии гидротермальных процессов, сопровождающихся тепло- и газовыделением и имеющих глубинное или близповерхностное вулканическое происхождение. Вулканизм как процесс сыграл главную роль в формировании внешних оболочек Земли – коры, гидросферы и атмосферы – и создал предпосылки для возникновения жизни и формирования биосферы [8, 12, 13].

Идея взаимосвязи геологических и биотических процессов определенно прозвучала в своё время в биосферной концепции В.И. Вернадского, исследованиях А.П. Виноградова и др. [1], которые показали, что эволюция организмов – это во многом и геологическое явление и что воздействие геохимической среды приводит к эволюционным изменениям биоты. Главными аренами вулканической деятельности в океанах были рифтовые зоны срединноокеанических хребтов и океанические внутриплитные структуры, на континентах – рифтовые зоны, а на границах океанов и континентов – широко развитые и в настоящее время островодужные зоны областей субдукции.

Как современная, так и древняя наземная вулканическая деятельность подразделяется на два основных

этапа. Прежде всего – это обычно кратковременный этап активного вулканизма, сопровождающийся излияниями лавы, извержениями шлаков и пепла, сернистых газов с мышьяком и ртутью, которые за короткое время способны полностью уничтожить все живое. Вместе с тем экспериментально доказано, что в пеплово-газовых эруптивных столбах, содержащих смесь водяного пара, углекислого газа, метана, водорода, азота и аммиака под воздействием высоких температур и электрических разрядов может образовываться многокомпонентная смесь абиогенных соединений, которая, покидая реакционную среду, способна дать начало нефтеобразованию и возникновению жизни [8, 12]. Вулканический пепел, сложенный мелкими стекловатыми частицами, во время извержений может выпадать вблизи вулканов или, находясь во взвешенном состоянии в атмосфере, переноситься на большие расстояния. В местах выпадения, особенно в условиях тропиков, он дает начало плодородным почвам. На примере Индонезии было показано, что наибольшая плотность сельскохозяйственного населения приходится на площади, где недавно выпадали пепловые осадки. Это явление объясняется сорбцией поверхностью свежих пеплов большого количества фосфатов, К, Mg, Ca, Na и других легкорастворимых в воде веществ, которые, попадая в почвы, выполняют роль удобрений. Явление крупнотравья в вулканических районах также объясняется пеплопадами. Многочисленные доказательства влияния вулканокластического материала на увеличение мощности угольных пластов в палеозое и кайнозое за счет интенсификации развития растительных организмов приведены А.В. Ваном (2001).

Второй, относительно спокойный этап поствулканических процессов проявляется в течение гораздо более длительного времени. Он характеризуется диффузией летучих компонентов от магматического очага к поверхности в виде гидротермальной и фумарольной деятельности, сопровождающейся повышенным тепловым потоком. Широкое площадное распространение получают относительно низкотемпературные (200–100°C и менее) гидротермальные системы с составом растворов от углекислого и хлоридно-натриевого до сульфатно-натриево-кальциевого [9]. Воздействие гидротерм на окружающие вулканогенные породы приводит к образованию пропилитов, глинистые разновидности которых могут использоваться животными и людьми в качестве объектов земледения (геофагии) – явления, известного по всему миру (зверовые солонцы в Сибири; съедобная земля как предмет торговли в

Индии и др.), но особенно широко распространенного на Индонезийском архипелаге. Большинство ученых оценивает употребление в пищу литогенных веществ как использование организмом необходимых дополнительных источников натрия [11]. В понижениях вблизи вулканов обычно образуется множество озер и соединяющих их рек и все водотоки обрамляются необычайно буйной лесной растительностью.

Исключительное значение для установления гидротермального генезиса и эволюции жизни имеют открытые в последние десятилетия на дне Мирового океана гидротермальные системы («курильщики»), которые формируются в результате взаимодействия флюидов и океанских вод. Органическое вещество в них продуцируется за счет хемосинтеза при окислении термофильными бактериями эндогенных восстановительных соединений, главным образом, сероводорода и метана в «горячих» гидротермальных источниках (20–400°C) и «холодных» (до 45°C) метановых высачиваниях. Горячие гидротермальные флюиды содержат по сравнению с морской водой высокие концентрации H_2S , H_2 , CH_4 , Mn, Fe, Be, Zn, Cu, Ag, Pb, Co и др. Термофильные микроорганизмы, разлагая сернистые соединения гидротерм, выделяют CO_2 и осаждают из растворов рудные минералы и термогенные асфальто-нефти [6]. Наибольшая биомасса животных обитает на участках диффузных потоков гидротерм при температурах +10–25°C, они насчитывают около 20 типов и до 500 видов организмов, из которых около 82% облигатны. В холодных высачиваниях фауна менее богата, пока известно около 200 видов. Наиболее многочисленны в сульфидных системах простейшие, турбеллярии, нематоды, моллюски, вестиментиферы и другие многоклеточные. Из позвоночных выявлены рыбы, в т.ч. облигатно-гидротермальных 10 видов. Два рода специфичны для этого биотопа, хотя специальными морфологическими приспособлениями для обитания в сульфидных системах они не обладают [2]. На бортах рифта Саяно-Тувинского окраинного моря и в Магнитогорско-Мугуджарской островодужной системе выявлена пригидротермальная фауна кембрийских выходов гидротерм (моллюсков, брахиопод, вестиментифер и др.) и получены факты, свидетельствующие о том, что обнаруженные организмы находились в пространственной и, по-видимому, трофической зависимости от гидротермального источника. Древние сульфидные постройки по способу формирования, строению, источникам гидротерм, наличию пригидротермальной фауны вполне сопоставимы с современными. Это исследование во многом способствует решению дискуссионных вопросов генезиса колчеданных руд и такой проблемы мироздания, как рождение жизни на Земле [5].

Выходы на поверхность земли гидротермальных поствулканических источников характеризуются тем, что грунтовые воды, почвы и приземная часть атмосферы насыщаются потоками компонентов, сре-

ди которых установлены H_2O , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{++} , K^+ , Mg^{++} , H_2S , NO_2 , P, As, Li, Sb, Zn, Pb, Cu, Mo, Cd, W, Ag, иногда U, Ra и др. (от 25 до 56 и более) [9]. Их усвоение живыми организмами происходит в виде ионов и молекул и зависит от степени биологического поглощения, способности элементов к миграции в воздушной и водной средах, а также от климатических условий. Наиболее благоприятным при этом оказывается юг зоны умеренного климата. У птиц в связи с использованием полета как основной формы локомоции, в отличие от других позвоночных, ассимиляция пищи, обмен веществ и кровообращение происходят более интенсивно, что обусловлено большими энергозатратами на перемещение в воздушной среде и поддержание постоянно высокой температуры тела. По сравнению с другими животными, птицы неизмеримо больше и с большей скоростью передвигаются в пространстве как на гнездовых и кормовых участках, так и, особенно, в процессе сезонных миграций. По этим причинам поступление комплекса биогенных элементов с обильной животной и растительной пищей, а также посредством дыхания, является необходимым условием поддержания относительного динамического постоянства внутренней среды организма, построения мощных мышечных тканей, крепких и твердых костей, активизации действия ферментов, витаминов и гормонов.

Неотъемлемым компонентом птиц, как и всех живых организмов, являются химические элементы, из которых главными биогенными составляющими являются макроэлементы O, C, H, N, Ca и P. Они входят в состав белков, углеводов, липидов, нуклеиновых кислот, обеспечивают процессы дыхания, роста тканей и т.п. Общая массовая доля этих элементов в организме птиц достигает 98–99%. Около 1% приходится на важные олигобиогенные элементы (K, S, Na, Cl, Mg, Fe), микроэлементы (от 10^{-2} до $10^{-5}\%$: Al, Zn, Si, Cr, Mn, Sr, Rb и др.) и ультрамикроэлементы (10^{-6} – $10^{-12}\%$: Ag, Au, Ga, Ce, Re, Bi, U, Th и др.). Микроэлементы (а их в птицах свыше 50) участвуют в важнейших биохимических процессах: кроветворении, обмене веществ, фотосинтезе и синтезе белков, дыхании и др. Сравнение химического состава амфибий, рептилий, птиц и млекопитающих показало, что по наибольшему сходству и разнообразию элементного состава ближе всего стоят два последних класса позвоночных [7].

Птицы при этом по наиболее полному комплексу элементов и по преобладающим их концентрациям геохимически наиболее близки к составу вулканических гидротерм. По нашим подсчетам, если из 46 таких элементов в организме амфибий насчитывается 3, рептилий – 9, млекопитающих – 14, то птиц – 24, т.е. процесс эволюции сопровождался обогащением организмов позвоночных увеличивающимся числом используемых химических элементов (от более древних классов к молодым) и птицы оказываются в

геохимическом смысле наиболее совершенными организмами. От других позвоночных они отличаются повышенными концентрациями следующих макро- и микроэлементов: Li, B, S, Cl, V, Cr, Ni, Cu, Ga, Ge, Br, Rb, Y, Mo, Ag, Sn, Sb, La, Ce, W, Re, Bi, Th и U. Этот парагенезис обнаруживается не только в гидротермах, но и, что вполне естественно, в элементном составе минералов, отложившихся из гидротерм и принадлежащих, в частности, значительным по масштабам медно-порфировым вулканоплутоническим системам [4].

Таким образом, вулканическая деятельность обусловила возникновение, развитие, а порой – и гибель организмов, т.е. созидание и разрушение, составляющие единство фауны. Она, несомненно, сыграла в мезозое-кайнозое важную роль в становлении биоразнообразия и центров эндемизма, которые и сейчас тяготеют к орогенным областям – «геохимически раскрытым» структурам Земли. Центры биоразнообразия, как правило, являются общими для многих групп животных и растений, но особенно четко фиксируются по птицам.

Исследования приуроченности выделенных на земном шаре 218 регионов эндемизма птиц [15] показали пространственную связь многих из них с вулканическими областями. С площадями развития современного вулканизма установлено совпадение 110 районов (50%), из которых 33% приходится на Тихоокеанское вулканическое кольцо с 62% всех действующих вулканов и 17% – на острова Тихого, Индийского и Атлантического океанов, побережье Средиземного моря и северной части Малой Азии, где сосредоточено 25% активных вулканов. К ареалам позднекайнозойского вулканизма (северная часть Чили, Альпийско-Гималайский пояс и др.) приурочено 32% эндемичных районов и ко внутренним частям континентов, в том числе и к рифтовым грабенам Африки – 16%. В каждом из районов установлено обитание от 2 до 78 эндемичных видов птиц. Таким образом, среднестатистический район эндемизма птиц – это горно-вулканическая, обычно изолированная какими-либо физическими преградами континентальная или островная территория с тропическим климатом.

Наибольшее число районов эндемизма (34) сосредоточено в Индонезии, на Филиппинах и островах Папуа и Новой Гвинеи, а центром максимально известного эндемизма птиц с 78 видами является архипелаг Соломоновых островов. Он расположен в активной сейсмической зоне с действующими и потухшими вулканами, многочисленными геотермальными источниками и тремя медно-порфировыми объектами, которые сопровождаются обширными ореолами рассеяния Cu, Mo, S, Fe, Ag, Au и др. элементов, свойственных химическому составу организмов птиц. Вторым по значимости, но уже на южноамериканском континенте, на территории Колумбии и Эквадора считается район Чоко' с 62 видами-эндемиками. Район локализован вдоль береговой зоны вулканического

хребта Западные Анды с восемнадцатью действующими и пятидесятью тремя потухшими вулканами, что, очевидно, также не случайно.

С вулканическими областями устанавливается пространственная связь центров формообразования культурных растений. Китайский, Индо-Малайский, Южно-Американский и Центрально-Американский очаги видообразования расположены в пределах ареала современного вулканизма; Индийский, Средне-Азиатский, Передне-Азиатский и Европейский очаги приурочены, в основном, к кайнозойскому Альпийско-Гималайскому поясу. С.Г. Неручевым причина длительного видообразовательного процесса и естественного отбора растений объясняется проявлением мутагенеза, индуцированного в вулканических областях зонами повышенной естественной радиоактивности в виде гамма-активных горных пород и ураново-рудных участков (1992).

Изложенное позволяет предполагать, что геологические, геохимические и другие факторы способствовали развитию жизни из органических соединений, созданных абиогенным способом в вулканически активных областях. Этот процесс был длительным и распадался на этапы ранней и организованной жизни. Для птиц как высокоорганизованных существ он начался около 235 млн лет назад. Приуроченность районов видового разнообразия птиц к горно-вулканическим областям как «геохимически раскрытым» структурам диктуется органической целесообразностью. Следствием вулканизма как одного из быстро происходящих геологических и геохимических процессов на Земле явились скоротечные изменения среды и проявление мутационных процессов, приведших к ускоренным темпам эволюции и видообразования.

Исследования поддержаны РФФИ (грант 05-05-97309р-байкал_а).

Литература

1. *Баландин Р.К.* Универсальный гений // Наука в России. М., 2003. № 2. С. 80–84.
2. *Биология гидротермальных систем* / Отв. ред. А.В. Гебрук. М.: КМК Press, 2002. 543 с.
3. *Ван А.В.* Влияние вулканизма на накопление вулканического вещества в осадочных толщах // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Материалы Междунар. науч.-техн. конф. Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 28–29.
4. *Забелин В.И.* Элементы геолого-генетической модели Ак-Сугского молибденово-медного месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы: Сб. науч. тр. Новосибирск: Наука, 1992. С. 92–103.
5. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин на примере колчедановых зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 427 с.
6. *Компаниченко В.Н.* Гидротермальные системы как среда возникновения жизни // Вулканизм и биосфера: Тез. докл. Первой Междунар. науч. конф. Уапсе, 1998. С. 8–9.
7. *Лебедева Н.В.* Экотоксикология и биогеохимия географических популяций птиц. М.: Наука, 1999. С. 199.

8. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь (проблемы биовулканологии). М.: Мысль, 1980. 196 с.
9. Набоко С.Н. Эволюция гидротермальных систем и их металлонность // Эволюция вулканизма в истории Земли: Тр. Первого Всесоюз. палеовулканологического симп. М.: Изд-во АН СССР, 1974. С. 391–400.
10. Неручев С.Г. Центры происхождения культурных растений и радиоактивность среды // Природа. 1992. № 11. С. 15–21.
11. Паничев А.М. Литофагия в мире животных и человека. М.: Наука, 1990. 224 с.
12. Подклетнов Н.И. Вулканогенное органическое вещество. М.: Наука, 1985. 128 с.
13. Attenborough D. The Living Planet. London: David Attenborough Productions Ltd., 1984. 331 p.
14. Palmer D. The Atlas of Prehistoric World. London: Marshall Publishing Ltd., 2000. 224 p.
15. Stattersfield A.J., Crosby M.J., Long A.J., Wege D.C. Endemic Bird Areas of the World. Birdlife International, Cambridge, UK, 1998. 846 p.
16. Zhou Zhong-He, Barrett P.M., Hilton J. An exceptionally preserved Lower Cretaceous Ecosystems // Nature. 2003. Vol. 421. P. 807–814.

ФАКТОРЫ СРЕДЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ИЗМЕНЕНИЯ СООБЩЕСТВ ФУЗУЛИНИД И ВОДОРΟΣЛЕЙ СРЕДНЕГО КАРБОНА УРАЛА

Р.М. Иванова

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

С началом среднего карбона на Урале произошло ослабление связей с акваториями Волго-Уральской области, Прибалхашья и Средней Азии, что наложило своеобразные черты на «уральские» фузулинидовые и водорослевые сообщества башкирского и московского ярусов [7, 8].

На западном склоне Урала в башкирский век в основном преобладал режим открытого мелкого тёплого моря с нормальным солевым и газовым режимом, цепью островов и полуостровов и господством разнообразных известняков (органогенно-обломочных, детритовых, оолитовых и др.). Породообразующими организмами являлись чаще всего водоросли *Donezella* и *Clara crusta*, фораминиферы, криноидеи, реже – брахиоподы, мшанки, кораллы, гастроподы. В меньшей степени был развит терригенно-карбонатный тип разреза в прибрежных мелководных участках моря с фауной плохой сохранности. Его характерной особенностью является наличие прослоев глинистых и обломочных пород, что обычно связано с локальными размывами карбонатных пород горизонтов. Присутствие водорослево-строматолитовых и толипамминово-палеонубекуляриевых биогермов свидетельствует о мелководных и неустойчивых условиях их накопления и наличии островной суши. Площади её увеличились в позднебашкирское время, судя по ограниченному числу местонахождений верхнебашкирского подъяруса [5]. В течение данного века происходили неоднократные кратковременные осушения (поднятия) территории.

В башкирский век морской бассейн восточного склона Урала представлял собой меридионально вытянутый залив, ограниченный на востоке обширной сушей, а на западе – цепью островов и полуостровов [8, 13]. Ширина залива достигала примерно 320 км в начале века и 200 км к концу его. Длина залива с юга на север была не менее 1 000 км.

С наступлением среднекаменноугольной эпохи связывают начало разобщения бассейнов Восточного и Западного Урала. Однако, несмотря на довольно сложные тектонические условия осадконакопления и разнообразие фациальных обстановок, в раннебашкирское время Восточноуральское море-залив [12] свободно сообщалось с морями востока Восточно-Европейской платформы, Средней Азии, Донбасса, всего западного склона Урала [2, 3, 5, 10, 13 и др.]. Здесь повсюду установился режим неглубокого тёплого моря, следствием чего явилось удивительное сходство зональных комплексов фораминифер в раннебашкирское время. Близкими, а порой и идентичными оказались ассоциации водорослей, кораллов, брахиопод. По мнению В.А. Чермных [11], отсутствие постоянных экологических барьеров в указанное время способствовало расширению и взаимопроникновению ареалов как «платформенных», так и «уральских» видов на всей территории Евразийской области в пределах бывшего СССР. Обращает на себя внимание и такая особенность зональных сообществ сюржанского и акавасского времени Уральской провинции, как наличие многочисленных прикрепленных фораминифер (толипаммин, аммовертелл, трепейлопсисов, палеонубекулярий и др.), которые составляют основной фон палеокомплексов в бореальной Североазиатской области.

В сравниваемых акваториях Евразийской области раннебашкирские сообщества обнаруживают поразительное сходство с зональными комплексами стратотипического разреза по р. Аскын на Южном Урале и гипостратотипического разреза «Сокол» на р. Чусовая Среднего Урала. Повсеместно прослеживаются зоны *Plectostaffella bogdanovkensis* и *Eostaffella postmosquensis* – *Pl. jakhensis* или *Semistaffella variabilis* – *S. minuscularia* – сюржанского.

Отличаются чёткой устойчивостью зоны *Pseudostaffella antiqua* – *Ps. grandis*, отвечающая акавас-

скому горизонту, и *Ps. praegorskyi* – *Staffellaeformis staffellaeformis* (аскынбашский горизонт). Следует только отметить небольшое опережение в появлении единичных шубертелл, мелких ромбических озаваинелл в наиболее благоприятных обстановках Магнитогорского синклинория, большую численность некоторых видов, а в целом состав зональных комплексов фактически идентичен в пределах рассматриваемой части Евразийской области.

Заслуживают внимания некоторые местные экологические и фациальные факторы, оказавшие влияние на формирование уральских зональных комплексов раннебашкирских фораминифер. Так, прикрепленные формы предпочитали отмели, условия активного гидродинамического режима [3] или зону формирования водорослевых биогермов. Недостатка в таких обстановках не было в условиях частого обмеления бассейна. В тиховодных участках моря селились чаще всего мелкие архедисциды, но не избегали они и зон водорослевых биогермов, где, видимо, водоросли служили для них субстратом и защитой от воздействия волн. Обилие видов эоштаффелл и псевдоштаффелл тоже находится в прямой связи с активностью гидродинамического режима раннебашкирского моря.

Обособление отдельных частей некогда единого морского бассейна и ослабление существовавших устойчивых связей с акваториями Волго-Уральской области, Прибалхашья [1], Западного Урала и Средней Азии, изменение режима осадконакопления в условиях крайней мелководности бассейна, а с ними и других абиотических факторов, наложило, естественно, отпечаток и на состав зональных комплексов позднебашкирских фузулинид Восточно-Уральского залива. Это нашло отражение в их качественном обеднении, некотором сокращении численности популяций одних таксонов и расцвете других с сохранением общего фона, созданного псевдоштаффеллами, озаваинеллами, штаффеллаформесами, первыми профузулинеллами и тихоновичеллами.

В пределах Евразийской области бывшего СССР первой половине верхнебашкирского подъяруса соответствует зона *Ozawainella pararhomboidalis*, но сама зональная форма крайне редка не только в отложениях Восточно-Уральского залива, но и всего Приуральского моря-пролива на западе Урала. Чаще на этом уровне появляются другие ромбические озаваинеллы. Ещё одна отличительная особенность уральских морей в рассматриваемый отрезок времени – запаздывание в появлении не только ромбических профузулинелл, но и альютовелл, по сравнению с морями Пермского Прикамья, Донбасса, Средней Азии, а если они и встречаются, то численность их мала. Таковыми являются *Profusulinella primitiva*, *Tikhonovichiella* ex gr. *rhomboides*. Альютовеллы в Уральской провинции появляются позднее, в асатусское время, для которого характерна одна и та же зональная форма *Tikhonovichiella tikhonovichi* на территории всей зоны Тетис.

В 1991–1992 гг. автором был опробован разрез «Сокол» по р. Чусовая, где в известняках верхней части асатусского горизонта были встречены в большом количестве представители нескольких видов рода *Verella*, в том числе и вид-индекс *Verella spicata* [4, 6], считавшиеся ранее отсутствующими на Урале. Пока «Сокол» – единственный разрез с разнообразными вереллами. Не обнаружены они и в разрезах Североамериканской провинции.

Не исключено, что такое неравномерное распределение характерных форм связано с изоляцией некоторых частей морского бассейна, увеличением островной суши. Представители рода *Postverella* известны пока только в одном разрезе на Урале («Большой Уртазым»), на Тянь-Шане [14] и в Испании [15]. Неизвестны профузулинеллы, тихоновичеллы и вереллы в разновозрастных отложениях Прибалхашья, находящегося в переходной зоне между Сибирским и Экваториальным биогеографическими поясами [1]. Элементов бореального Сибирского пояса в позднебашкирское время на Восточном Урале не отмечено.

Палеогеографическая обстановка в начале московского века изменилась незначительно, наследуя в какой-то степени структуры башкирского века, поэтому сохранилась почти вся ассоциация башкирских водорослей, но доминантами стали березеллиды. На восточном склоне Урала московский залив, слепо заканчиваясь на севере, на юге соединялся с европейской частью бассейна и через Приаралье с морями Тянь-Шаня, Памира, Центрального и Восточного Казахстана, Прикаспием [8, 9, 13]. Разобщение бассейнов восточного и западного склонов Урала и их соединение на периклинальном замыкании подтверждается сравнением нескольких групп фауны и микрофлоры.

Своеобразие палеогеографических обстановок Востока и Запада Урала сформировало два типа фузулинидовых сообществ московских морей: южный и северный. Южная ассоциация фузулинид характеризуется обилием фузулин и путрелл, северная – ведекинделлинами, фузулинеллами и пульхреллами с участием *Neostaffella (Hanos-taffella) paradoxa*. Ареал распространения ведекинделлин и пульхрелл отчётливо демонстрирует пути и направления миграции фауны. Некоторая разобщённость бассейнов западного и восточного склонов Урала, юга и севера привела к определённой своеобразию биот: повышенному содержанию альютовелл и прискоиделл в разрезах Среднего Урала в раннемосковское время, полному исчезновению фузулин на севере в каширское время [8], отсутствию в это же время хемифузулин на Восточном Урале, что можно объяснить только его палеогеографическими и фациальными особенностями (приостровной характер осадконакопления с поступлением большого количества терригенного материала, препятствующего миграции фауны) и т.д.

В восточноуральском бассейне представители пульхреллин появились раньше, чем в прилегающих областях, кроме Донбасса. Несколько по-иному ведут себя и хемифузулины. В Средней Азии и Донбассе новый расцвет их приходится на позднемячковское время, а на Восточном Урале и появление группы *pulchra*, и расцвет хемифузулин связаны с началом мячковского времени.

Иммиграция пульхреллин и ведекинделлин на Западном Урале происходила в узкой полосе моря невдалеке от формирующегося горного сооружения, поэтому в разрезах, обогащённых прослоями и пачками терригенных пород, фузулинеллидовые комплексы содержат частые пульхреллины и ведекинделлины. Из приуральской зоны представители этих таксонов распространялись на запад, в пределы Волго-Уральской области, но с опозданием. В Пермском Прикамье единичные их представители отмечаются с середины подольского времени.

Следовательно, фузулинидовые фауны московского века формировались под влиянием нескольких биогеографических зон, но основу всех зональных комплексов составляют фузулиниды платформенного бассейна, на которые накладывалось влияние гренландско-американских иммигрантов (более сильное на севере Уральского региона, где наиболее примечательны пульхреллины и ведекинделлины), а также среднеазиатских и донецких на юге. Разнообразие популяций фузулинид на севере Уральской провинции мало, по сравнению с её южными районами.

К этим основным факторам образования фузулинидовых комплексов в Уральской провинции московского века добавлялись фациальные воздействия, другие абиотические факторы среды: глубина образования осадков, гидродинамический режим, рельеф морского дна, температура. Именно этими причинами объясняется обилие в одних слоях фузулинелл, в других – фузулин, в третьих – путрелл или псевдо- и неоштаффелл, как в подольское и мячковское время в Мугоджарах. Здесь чередование фузулинидовых и фузулинелловых известняков связано с изменением типа осадка: в тонкозернистых (пакстоунах) – фузулины, в крупно- и грубозернистых (грейнстоунах) – фузулинеллы. С пакстоунами связано и массовое появление нео- и псевдоштаффелл. Пёстрый состав сообществ установлен в разных фациальных типах и каширских известняков: в грейнстоунах – брэдиины, в более тонкозернистых, затишных – мелкие профузулинеллы. Шубертеллы и фузиеллы избегали рифов и затишья. Своеобразные фузулинидовые комплексы связаны с редкими в московском бассейне органогенными постройкиками, но все эти комплексы формировались в прибрежных частях бассейна, на небольшой глубине, при хорошей освещённости, высокой подвижности водной среды, что подтверждается обилием известняковых песчаников, онколитовых известняков, брекчий, известняковых конгломератов.

О мелководности и хорошей освещённости свидетельствует изобилие разнообразных водорослей в московский век и особенно – филлоидных зелёных на огромной территории от Испании до Юго-Восточной Азии, Японии и Арктических районов. Это *Anchicodium*, *Ivanovia*, *Eugonophyllum*, *Epimastopora*, *Macroporella*, *Gyroporella*, *Clavaporella*. На Урале к северу от 60° господствовали красные водоросли (*Ungdarella*, *Komia*, *Pechoria*) [7].

В то же время подвижные и крайне мелководные обстановки на Южном Урале в Мугоджарах сменяются более тиховодными и несколько более глубоководными обстановками. Здесь широко развиты красные водоросли, а вообще богатство и разнообразие животного мира увеличивается в южном направлении, с установлением там нормально-морской обстановки и более благоприятного температурного режима, чего нельзя сказать о северной части акватории, где отсутствуют многие группы фузулинид, широко развитые в других районах Евразийской области бывшего СССР. Этот факт подтверждается и поведением ведекинделлин на Восточном Урале: их довольно много встречено только на севере Среднего Урала, на юге они редки или вообще отсутствуют.

Понимание биогеографических и фациальных различий зональных сообществ фузулинид на территории Восточно-Европейской платформы, Донбасса, Средней Азии и Урала даёт возможность уже не в первый раз высказать авторское мнение о целесообразности разработки единой биостратиграфической шкалы среднего карбона для всего указанного региона.

Литература

1. Бозуш О.И., Дубатолова Ю.А., Ивановский А.Б. и др. Особенности башкирско-московской фауны // Прибалхашье – переходная зона биогеографических поясов позднего карбона. М.: Наука, 1976. С. 33–42.
2. Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе: Илим, 1979. 184 с.
3. Иванова Р.М. Литологические особенности разрезов и условия осадконакопления средне-поздневизейского и раннебашкирского времени в центральной части Магнитогорского синклиория // Каменноугольные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 110–126.
4. Иванова Р.М. Верхнебашкирский подъярус в разрезе «Сокол» // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1993. С. 5–8.
5. Иванова Р.М. Башкирский ярус Урала // Биостратиграфия среднего-верхнего палеозоя Русской платформы и складчатых областей Урала и Тянь-Шаня. М.: ВНИГРИ, 1995. С. 20–29.
6. Иванова Р.М. Разрез «Сокол» – гипостратотип башкирского яруса среднего карбона на Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. Вып. 2. С. 21–37.
7. Иванова Р.М. Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала (зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология). Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 205 с.

8. Иванова Р.М., Чувашов Б.И. Биогеографические и фациальные особенности зональных комплексов фузулинид среднего карбона Урала и смежных областей // Границы биостратиграфических подразделений карбона Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 130–142.
9. Марфенкова М.М. Средний карбон Северного Прибалхашья и Джунгарии // Изв. АН Каз.ССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 21–29.
10. Семихатова С.В., Губарева В.С. К истории развития морского бассейна башкирского века на Русской платформе // Стратиграфия карбона и геология угленосных формаций СССР: Материалы VII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 76–84.
11. Черных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л.: Наука, 1976. 304 с.
12. Чувашов Б.И., Анфимов А.Л. Среднекаменноугольный Восточно-Уральский залив и особенности формирования карбонатной платформы // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 3. С. 245–258.
13. Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
14. Эктова Л.А. Новый род фузулинид *Eowedekindellina* и его систематическое положение // Ежегодник ВПО. 1977. Т. 20. С. 35–48.
15. Villa E. Fusulinaceos carboníferos del este de Asturias (n de España) // Université Claude Bernard-Lyon 1. Collection «Biostratigraphie du Paleozoïque». 1995. Vol. 13. 261 p.

БИОФАЦИИ КОНОДОНТОВ И МИКРОФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НА РУБЕЖЕ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ВЕКОВ (ПОЗДНИЙ ДЕВОН) НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА, РОССИЯ)

Е.М. Кирилишина¹, Е.В. Карпова², Л.И. Кононова³

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва, Россия

^{2,3} МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва, Россия

На территории центральных районов Русской платформы в начале фаменского яруса практически повсеместно отмечается перерыв в осадконакоплении. Кровля франских отложений размыта, контакт с породами фамена выражен в резкой смене литологического состава и палеонтологических комплексов [8]. Это явление расценивается как результат глобальной перестройки биосферы на рубеже франского и фаменского веков – кельвассерского события, повлекшего за собой одно из крупнейших массовых вымираний, размыв франских отложений и резкую смену литологического состава пород [1, 14, 15, 18 и др.]. Вблизи этого события в конце франского века наблюдается регрессия, в начале фаменского века сменившаяся трансгрессией.

Ранее отмечалось, что по конодонтам выделяются так называемые биофации, которые характеризуются преобладанием в разновозрастных комплексах тех или иных родов или видов, приуроченных к определенным условиям обитания [3]. Для позднего девона на основе распределения конодонтовых биофаций проводились палеоэкологические реконструкции колебаний уровня моря [2, 9, 11, 16, 17 и др.].

Однако для понимания последовательности и характера событий прошлого необходимо проследить изменения по нескольким параметрам и проводить комплексное исследование отложений в конкретных участках бассейна. Цель настоящей работы – провести сопоставление изменения конодонтовых биофаций и микрофаций карбонатных пород на примере разрезов пограничных франско-фаменских

отложений. Подобная работа была проделана ранее для скважины Новохоперская 8750/1, расположенной юго-западнее исследуемой территории [5].

В данной работе изучены конодонты из разрезов двух скважин, расположенных на территории центральных районов Русской платформы: Ульяново-1 (УГ-1) и Задонская-1 (ЗДОЛ-1) (рис. 1).

Скважинами вскрыты евлановский и ливенский горизонты франского яруса и задонский и елецкий горизонты фаменского яруса (рис. 2). Конодонты в рассматриваемых разрезах распределены достаточно равномерно. По всему интервалу преобладают полигнатиды, встречаются икриодиды, в фаменских отложениях присутствуют палматолепиды и пелекисгнатиды [6, 7]. Для всего временного интервала было выделено 5 конодонтовых биофаций (рис. 2), при этом учитывались конодонтовые элементы хорошей сохранности.

Биофация 1 – пелекисгнатид-полигнатидная – прибрежно-мелководная, характеризуется присутствием представителей рода *Pelekysgnathus*, его содержание в комплексах составляет 10–30%, в редких случаях – до 100%.

Биофация 2 – икриодид-полигнатидная – крайне мелководная, характеризуется присутствием представителей рода *Icriodus*, его содержание в комплексах может составлять до 100%.

Биофация 3 – полигнатидная I – относительно мелководная, отличается преобладанием гладких или слабоскульптурированных представителей рода *Polygnathus* (*Po. acutatus* Khalym., Shinkaryov et Gatovsky,

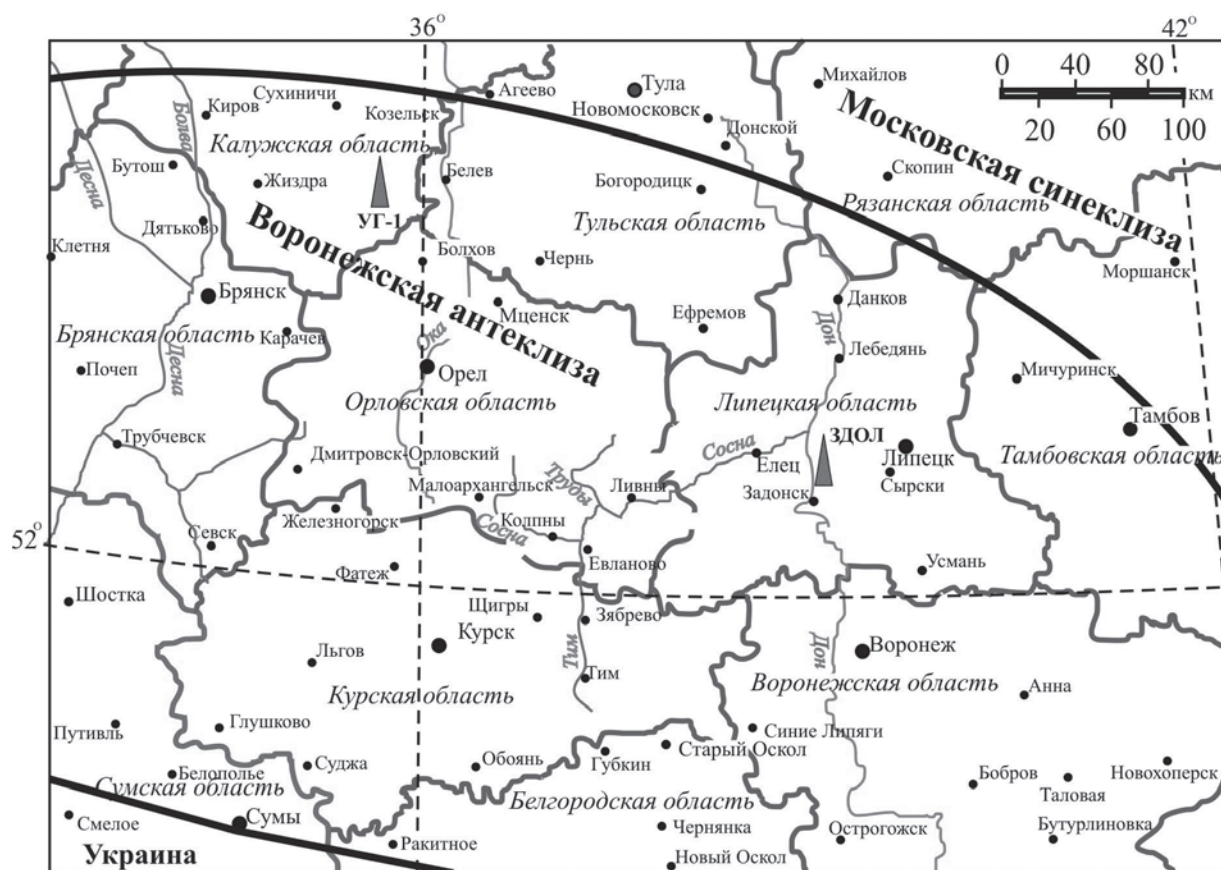


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов: 1 – границы тектонических структур; 2 – местоположение скважин

Po. deplanatus Khalym., Shinkaryov et Gatovsky, *Po. glaber glaber* Ulrich et Bassler, *Po. izhmensis* Kuzmin et al., *Po. macilentus* Kuzmin, *Po. maximovae* Ovnatanova et Kononova, *Po. pomeranicus* Matyja, *Po. praepolitus* Kononova et al., *Po. subincompletus* Ovnatanova et Kononova), их количество составляет 40–100%.

Биофация 4 – полигнатидная II – относительно глубоководная, характеризуется преобладанием скульптурированных представителей рода *Polygnathus* (*Po. admirandus* Strelchenko, *Po. angustidiscus* Youngquist, *Po. buzmakovi* Kuzmin, *Po. colliculosus* Aristov, *Po. costulatus* Aristov, *Po. evidens* Klapper et Lane, *Po. imparilis* Klapper et Lane, *Po. komi* Kuzmin et Ovnatanova, *Po. limbatus* Matyja, *Po. nodocostatus* Br. et M., *Po. siratchoicus* Ovnatanova et Kuzmin, *Po. subinornatus* Strelchenko, *Po. sublatus* Ulrich et Bassler, *Po. subnormalis* Vorontsova et Kuzmin, *Po. torosus* Ovnatanova et Kononova, *Po. undosus* (Khalym. et Mingaleev)). Их количество составляет 40–100% от общего числа присутствующих форм.

Биофация 5 – палматолепид-полигнатидная – относительно более глубоководная, характеризуется присутствием представителей рода *Palmatolepis* (10–100%).

Следует учитывать, что, говоря об относительной глубине бассейна, в позднедевонское время на

территории Воронежской антеклизы существовал эпиконтинентальный морской бассейн глубиной не более 50–100 м [4].

Анализируя распределение конодонтовых биофаций по разрезам, были построены кривые относительных колебаний уровня моря для исследуемого интервала.

Литологические исследования проводились в керне скважин и в шлифах. Лито- и генотипы отложений многообразны. Преобладают известняки разных структурных типов, в меньшей степени присутствуют глины известковистые, песчаники и алевролиты, редко – доломиты. Выделены микрофашии карбонатных пород по методике [12]. В основе стандартных микрофашии лежит определенный тип карбонатных структур, а каждой стандартной фашиальной зоне эпиконтинентального бассейна соответствует определенный набор микрофашии. Выделенные основные ассоциации микрофашии (вак-флоатстоуны с цельными раковинами брахиопод и остракод) соответствуют мелководным условиям. Микрофашии относительно более глубоководных, удаленных частей бассейна характеризуются лучшей сортировкой и окатанностью биокластов, нарастанием глинистости (биокластовые остракодо-брахиоподо-водорослевые вакстоуны). Ма-

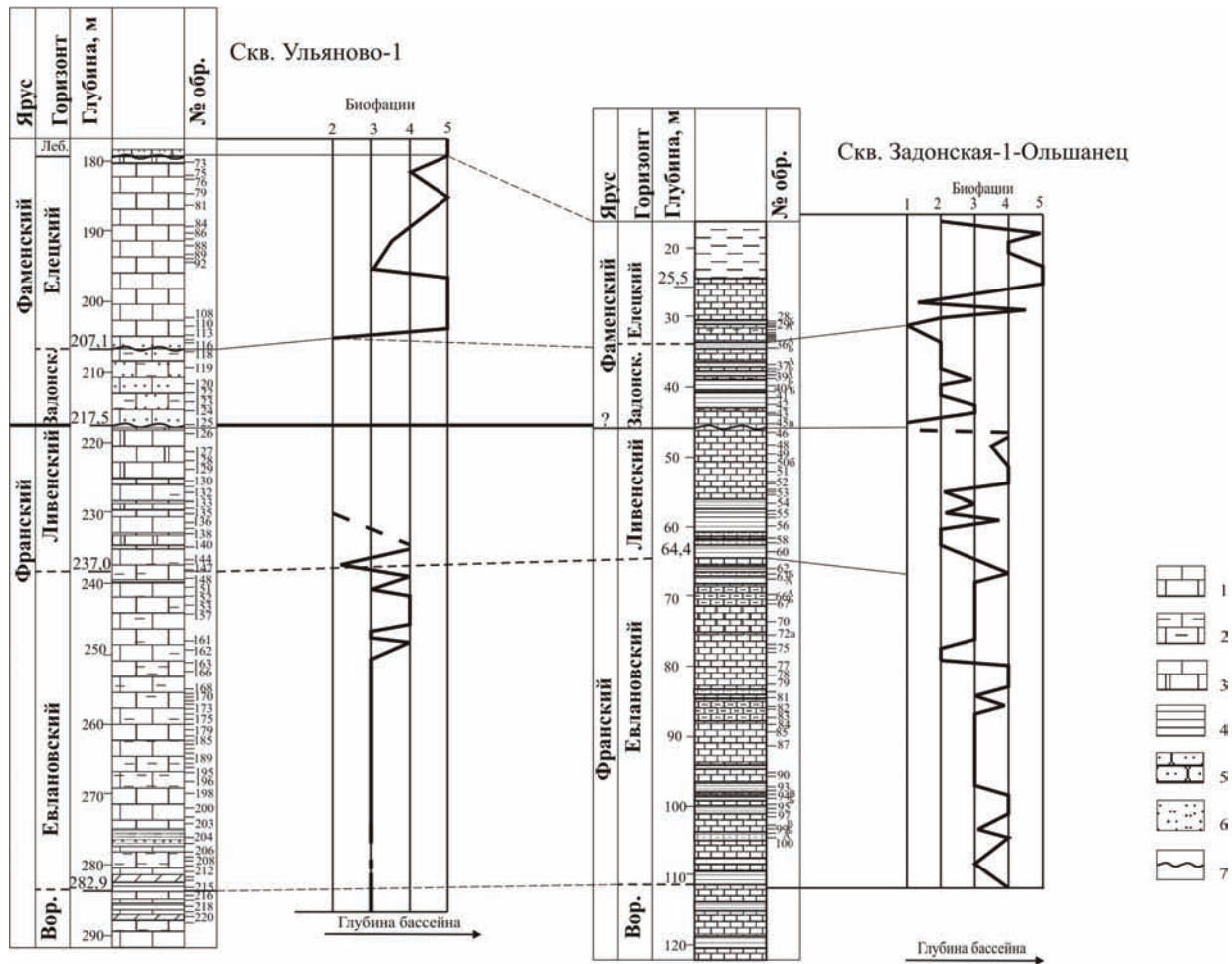


Рис. 2. Сопоставление верхнефранских и нижнефаменских отложений в изученных разрезах и распределение в них конодонтовых биофацций: 1 – известняк; 2 – известняк глинистый; 3 – известняк доломитизированный; 4 – глина; 5 – песок; 6 – песчаник; 7 – стратиграфические перерывы; цифрами 1–5 показаны конодонтовые биофацции, объяснения смотри в тексте

трикс в таких отложениях часто представлен микро-биокластическим пакстоуном. Все типы отложений интенсивно биотурбированы, часто наблюдаются горизонты твердого дна различного строения.

Распределение стандартных микрофацций карбонатных пород по фаціальным зонам сопоставлено с кривыми, построенными по результатам изменения конодонтовых биофацций.

Полученные результаты дополняют друг друга, основные трансгрессивно-регрессивные пики соответствуют пикам на кривых колебания уровня моря для всей Русской платформы [10] и на глобальной кривой [13].

Литература

1. Алексеев А.С. Массовые вымирания в фанерозое: Автореф. дис. ... д-ра геолого-минерал. наук. М.: МГУ, 1998. 76 с.
2. Аристов В.А. Ритмичное чередование биофацций конодонтов в разрезе как отражение смены обстановок (верхний девон Русской платформы) // Симпозиум «Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне» 9–22 июля 1994, Москва–Ухта. Совместное заседание Подкомиссии по Девонской Стратиграфии

МСГН, Девонской комиссии МСК России и проекта 328 «Биохронология микроостатков палеозойских позвоночных и глобальная морская-неморская корреляция» МПГК. М.: ПИН РАН, 1994. С. 3.

3. Барсков И.С. Конодонты // Микрорпалеонтология: Учеб. / Маслакова Н.И., Горбачик Т.Н. и др. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 186–220.
4. Карпова Е.В. Седименто- и литогенез отложений девона Воронежской антеклизы: Автореф. дис. ... канд. геолого-минерал. наук. М., 2004. 24 с.
5. Кириллишина Е.М., Карпова Е.В. Литологическая и конодонтовая характеристика пограничных отложений франа и фамена Новохоперского района (Воронежская обл.) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы молодежной школы-конференции XXXVI Тектонического совещания. М., 2004. С. 282–287.
6. Кириллишина Е.М. Конодонты верхнефранских и нижнефаменских отложений Воронежской антеклизы: Автореф. дис. ... канд. геолого-минерал. наук. М.: МГУ, 2006. 24 с.
7. Кириллишина Е.М. Конодонтовые биофацции верхнего франа и нижнего фамена (верхний девон) Воронежской антеклизы // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. конф. Казань: Казанский государственный университет, 2007. С. 134–138.

8. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995. 265 с.
9. Халымбаджа В.Г. Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Казанский ун-т, 1981. 212 с.
10. Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moskow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 149–168.
11. Druce E.C. Upper Paleozoic and Triassic conodont distribution and the recognition of biofacies // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1973. № 141. P. 191–237.
12. Fluegel E. Microfacies analysis of limestones. Analysis, interpretation and application. Berlin: Springer-Verlag, 2004. 976 p.
13. Johnson D.I., Klapper G, Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Geol. Soc. America Bull. 1985. Vol. 96, № 5. P. 567–587. Boulder.
14. McLaren D.J. Frasnian-Famennian extinctions // Geological Society of America. Special paper. 1982. № 190. P. 477–484.
15. McLaren D.J. Detection and significance of mass killing // Devonian of the World. Vol. III. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary. Canada, 1988. P. 1–7.
16. Peicha M.A. Considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary // PPP. 2002. Vol. 181. P. 195–212.
17. Racki G. et al. The Frasnian/Famennian boundary // PPP. 2002. Vol. 181. P. 251–298.
18. Schulke I. Conodont community structure around the «Kellwasser mass extinction event» (Frasnian/Famennian boundary interval // Sanckenbergiana Lethaea. 1998. Vol. 77. № 1–2. P. 87–99. Frankfurt a.M.

ИЗМЕНЕНИЯ ФАКТОРОВ СРЕДЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ТАРТАССКОЙ СЕРИИ ДЕВОНА НЮРОЛЬСКОГО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

А.Е. Ковешников

ТФ ИНГГ СО РАН, г. Томск, Россия

Тартасская серия [1] выделена в пределах Ньюрольского СФР на территории Чузикско-Чижапской зоны нефтегазоаккумуляции [2] среди образований средне-позднедевонского осадочного комплекса. Ее формирование связано с дифференциацией дна бассейна седиментации, сопровождающейся выделением депрессионных зон, где и накапливались отложения тартасской серии. Нами отложения палеозоя Ньюрольского СФР рассматриваются с точки зрения их литологического состава [3]. Тартасская серия сложена литологическими сериями (снизу вверх): серия известняково-глинисто-гравелитовой низов и середины среднего девона (соответствующей нижнечузикской подсвите); серия карбонатно-глинистой битуминозная верхов среднего девона (соответствует верхнечузикской подсвите) и серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами верхнедевонского возраста (чагинская свита). Синхронно этим образованиям на рифогенно-аккумулятивных участках происходило накопление отложений серии известняков с биогермами и биостромами среднего девона (герасимовская свита) и затем карбонатная серия верхнедевонского возраста (лугинецкая свита).

Отложения серии известняково-глинисто-гравелитовой, карбонатно-глинистой битуминозной и кремнеаргиллитовой с радиоляритами соответствуют крупной трансгрессии. При этом на мелководных участках параллельно накапливались образования рифогенно-аккумулятивного комплекса, представленные серией известняковой с биогермами и биостромами среднего девона (герасимовская свита) и серии карбонатной верхнего девона (лугинецкая свита).

Сформированные впоследствии отложения ранне-среднекарбонного возраста соответствуют крупной регрессии, завершившейся на территории Ньюрольского СФР накоплением палеозойских отложений вообще.

Серия известняково-глинисто-гравелитовая (нижнечузикская подсвита) сложена аргиллитами, мергелями, известняками органогенно-обломочными глинистыми, известняками зоо-фитогенными биоморфно-детритовыми, известняками тонкозернистыми слоистыми, известняковыми песчаниками, гравелитами известняков строматопоровых, известняковыми конгломерато-гравелитами, витрокластическими туфами.

При изучении разрезов скважин установлено ритмическое строение отложений серии. Ритмы начинаются аргиллитами, которые вверх по разрезу сменяются мергелями, известняками органогенными глинистыми, известняками зоо-фитогенными и биоморфно-детритовыми, известняками тонкозернистыми слоистыми, и завершается ритм обломочными карбонатными породами. Встречаются прослои туфов витрокластических. Подобная ритмичность отложений серии может являться отражением мало-амплитудных колебательных движений, в результате воздействия которых периодически могли размываться образования как уже сформированных отложений, так и вновь формирующихся. Таковыми размываемыми карбонатными образованиями для серии могут рассматриваться образования серии известняков с биогермами и биостромами (герасимовская свита). Так, например, в разрезе Калиновой скважины 17, сложенной известняками биоморфными строматопо-

ровыми, находящимися в прижизненном положении (герасимовская свита), встречаются маломощные прослой известняковых гравелитов и песчаников, соответствующие аналогичным прослоям, установленным по скважинам 7 и 15, сложенным образованиями серии известняково-глинисто-гравелитовой.

История формирования отложений серии известняково-глинисто-гравелитовой (нижнечужикская подсвита) представляется в следующем виде. В результате изменения структурного плана, произошедшего на границе нижнего и среднего девона, т.е. на границе между силурийско-раннедевонским и средне-познедевонским осадочными комплексами, отдельные участки дна бассейна претерпели поднятие и были приближены к поверхности моря или даже выведены на дневную поверхность. В результате активной абразии сформировались отложения серии сваловых конгломератов и аргиллитов (последовательно накопившиеся отложения армической, солоновской и надеждинской свит раннего девона). При этом отдельные участки дна бассейна, не претерпевшие подъема, явились участками заложения в будущем впадин, в которых и отлагались отложения серии известняково-глинисто-гравелитовой (нижнечужикская подсвита). Таковой впадиной, в данном случае, является территория Калиновой площади, где и происходило накопление отложений данной серии.

Отложениям верхнечужикской подсвиты в целом соответствует серия карбонатно-глинистая битуминозная, выделенная по литологическим данным. Отложения серии представлены известняками обломочными, глинистыми, лишенными глинисто-терригенной примеси, маломощными прослоями аргиллитов. Кроме этого, в составе серии развиты прослой витрокластических туфов. Серия сложена известняками зоогенными биоморфными (тентакулитовыми) битуминозными, известняками зоо-фитогенными биоморфными (водорослево-фораминиферовыми) битуминозными, аргиллитами тентакулитовыми.

Породы имеют тонкое ритмическое строение, которое заключается в чередовании прослоев, содержащих остатки раковин тентакулитов в повышенном количестве (до 70%) с прослоями, в которых скелетные остатки составляют не более 5% породы. Обычно таковыми являются аргиллиты тентакулитовые, т.е. ритмичность определяется продуктивностью тентакулитов. Если их поступило в осадок достаточное количество, то формировались известняки глинистые тентакулитовые, если же их осадок поступает мало, то формировались преимущественно аргиллиты.

Относительно фациальных особенностей серии можно сказать следующее. Накопление осадков происходило в спокойной мелководной обстановке, но, вместе с тем, происходило углубление дна бассейна, на что указывает факт перекрытия образованиями серии отдельных участков, где до этого формировались образования герасимовской свиты (серия известняков

с биогермами и биостромами, Северо-Калиновая скважина 26), что, вероятно, указывает на увеличение депрессионного бассейна и на прекращение накопления биогермных известняков на отдельных участках, примыкающих к формирующейся впадине.

Таким образом, зона накопления отложений верхнечужикской подсвиты больше зоны накопления отложений нижнечужикской подсвиты.

Кремнеаргиллитовая с радиоляритами серия (чагинская свита), повсеместно перекрывает отложения серии карбонатно-глинистой битуминозной (верхнечужикская подсвита). Образования серии представлены переслаиванием аргиллитов, силицитов (радиоляритов) и известняков. Силициты (радиоляриты) и известняки занимают подчиненное положение и часто развиты в виде линз. Кроме этого, для известняков установлена следующая закономерность. При изучении конкретных разрезов скважин установлено выпадение вверх по разрезу прослоев и линз известняков. Вероятно, этот факт является отражением перехода дном бассейна уровня карбонатной компенсации. В целом, образования серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинская свита) представляют собой глинистые образования, механизм формирования которых заключается в медленном опускании на дно бассейна тонкого глинистого материала, а также раковин планктонных организмов, таких как радиолярии и фораминиферы. Обнаружение линзовидной структуры является следствием придонного перемыва осадков. За время формирования отложений серии происходило увеличение глубины бассейна. В связи с этим, накопление образований серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинская свита) захватывает уже гораздо большие территории, чем отложения серии карбонатно-глинистой битуминозной (верхнечужикская подсвита). Если накопление отложений верхнечужикской подсвиты происходило на территории нынешних Калиновой, Северо-Калиновой, Нижнетабаганской площадей, то накопление отложений чагинской свиты установлено до настоящего времени, кроме вышеназванных, еще и на территории Герасимовской, Сельвейкинской площадей.

Отложения кремнеаргиллитовой с радиоляритами серии (чагинской свиты) начинается маломощным слоем известняков тентакулитовых, с кремнистым цементом и с замещением карбонатного материала раковин тентакулитов кварцем, что указывает на поступление сразу значительных порций кремнезема, захвативших еще биоценоз, формировавший серию карбонатно-глинистую битуминозную (верхнечужикская подсвита). Таким образом, вероятно, с самого начала накопления отложений серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинской свиты) существовали участки, находящиеся ниже уровня карбонатной компенсации и являющиеся наиболее глубоководными для описываемой серии, они, в частности, соответствуют участку заложения впадины, сложенному отложениями серии известняково-

глинисто-гравелитовой (нижнечужикская подсвита). Эти участки все время формирования образований серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинская свита) находились ниже уровня карбонатной компенсации и сложены кремнеаргиллитами и силицитами глинистыми (радиоляритами). Параллельно им, на относительно мелководных участках формировались породы, представленные кремнеаргиллитами, глинистыми силицитами (радиоляритами) с прослоями и линзами известняков фито-зоогенных органогенных (водорослево-фораминиферовых радиоляриевых), или же последние образуют переслаивание с силицитами известково-глинистыми.

По мере углубления дна бассейна прослой известняков исчезают и начинают накапливаться кремнеаргиллиты с прослоями силицитов (радиоляритов), почти лишенных глинистой примеси. Окончание накопления отложений серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинской свиты) знаменует следующий перелом в осадконакоплении, а именно, переход от средне-позднедевонского к ранне-среднекарбонному осадочному комплексу, трансгрессия сменяется регрессией.

Возможно, на фоне продолжающейся трансгрессии прекратилось поступление в бассейн пеплового материала, трансформировавшегося затем в аргиллиты, гидротермальных растворов, привносящих растворенный кремнезем.

Отложения серии кремнеаргиллитовой с радиоляритами (чагинская свита) представлены двумя литологическими разностями близкого состава. Это разрез, представленный тонким переслаиванием кремнеаргиллитов, глинистых силицитов (радиоляритов) с прослоями и линзами известняков, и разрез, состоящий из переслаивания кремнеаргиллитов и силицитов (радиоляритов). Постоянно наблюдается переход от «карбонатного» типа разреза к «безкарбонатному» вверх по разрезу скважин. Вероятно, это связано с особенностями поступления в осадок планктонного карбонатного материала.

Для той части серии, которая представлена переслаиванием кремнеаргиллитов и силицитов (радиоляритов), установлено развитие диагенетического окварцевания и диагенетической сидеритизации. Относительно генезиса кремнеаргиллитов существует предположение о вулканогенном источнике материала, слагающего этот тип породы.

Параллельно с описанными депрессионными образованиями происходило формирование чистых карбонатных отложений герасимовской и лугинецкой свит среднего и верхнего девона. Такое совмещение наиболее вероятно при существовании впадины, на

территории которой накапливались отложения тартасской серии, окруженной мелководьем, на территории которого формировались чистые карбонатные осадки.

Таким образом, все время накопления отложений тартасской серии сопровождалось постепенным увеличением впадины и углублением дна бассейна. Прослой туфов, отмеченные в отложениях чужикской свиты (серии известняково-глинисто-гравелитовая и карбонатно-глинисто-битуминозная), сменились накоплением биогенного кремнезема в отложениях чагинской свиты (серия кремнеаргиллитовая с радиоляритами). По современным взглядам, извлечение кремнезема планктонными организмами с последующим попаданием отмершего планктона с кремниевой специализацией в состав формируемых осадков соответствует зонам с холодным климатом. Возможно, так и было при формировании отложений чагинской свиты. Вторым возможным фактором, ведущим к расцвету планктона с кремниевой специализацией могло стать поступление в водоем гидротермальных растворов, несущих повышенные порции растворенного кремнезема.

Интересен факт накопления кремнезема, извлеченного кремниевыми губками при накоплении отложений кехорегской свиты раннего карбона, перекрывающих отложения тартасской серии, соответствующей начавшейся регрессии. Вероятно, поступление кремнезема в водоем продолжалось, но в связи с уменьшением глубины бассейна седиментации радиолярии сменились более мелководными кремниевыми губками.

Литература

1. *Решение* Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию Региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. С. 80.
2. *Конторович В.А., Калинина Л.М., Соловьев В.М. и др.* Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири // *Материалы Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности»*. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 122–126.
3. *Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др.* Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // *Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа*. Новосибирск: Наука, 1991. С. 152–171.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СООБЩЕСТВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ С УЧЕТОМ МНОГОФАКТОРНОГО ВЛИЯНИЯ СРЕДЫ

А.О. Кравчук

Одесский национальный университет имени И.И. Мечникова, г. Одесса, Украина

Встречаемость бентосных фораминифер на различных участках шельфовой области контролируется сложным взаимодействием природных и техногенных факторов. Изменение числа местонахождений отдельных видов фоссильной и субфоссильной фауны зависит от долговременного влияния наиболее устойчивых параметров среды. В свою очередь, отсутствие унаследованного формирования структуры бентосных сообществ для рецентных форм отражает эффекты кратковременных нарушений условий обитания [2].

Распределение сообществ бентосных фораминифер на шельфе Черного моря изучены в районах Днестровского лимана (полигон 981), у острова Змеиный и дельты Дуная (полигон 982), на участке между портом Ильичевск и Днепро-Бугским лиманом (полигон 993) (рис. 1). Зависимость развития гидробионтов от изменений эколого-геохимической обстановки на исследованной площади рассмотрена начиная с общей оценки состояния сообществ фораминифер до внутрииндивидуальных флуктуаций признаков отдельных организмов. Параметры распределения, а также коррелятивные связи геохимических данных определялись при первичной статистической обработке материала. Факторный и кластерный анализы привлекались при решении двух типов задач – оценки множественных связей для группировки фаунистических комплексов и установления природы факторов, контролирующих параметры среды.

В пределах трех районов работ идентифицировано 10 семейств, 19 родов и 33 вида бентосных фораминифер, из которых к агглютинирующим формам принадлежат 6 видов. Максимальным видовым разнообразием отличается семейство *Elphidiidae* (включает 2 подсемейства, 8 видов), *Ammonoiidae* (4 вида), *Miliolidae* (4 вида). Другие семейства насчитывают 1–2 вида. Распространение семейства *Miliolidae* контролируется глубиной бассейна и ограничивается отдельными станциями. Агглютинирующие фораминиферы представлены, как правило, единичными экземплярами *Ammobaculites ponticus* Mikhalevich, *Discammina imperspica* Janko.

В доминантную группу района Одесского залива входит ряд видов, обнаруженных более чем на 50% станций. Ядро комплекса составляют 9 видов фораминифер – *Ammonia tepida* (Cushman), *Elphidium caspicum* Mayer, *Criboelphidium poeuanum* (d'Orbigny), *Haynesina anglica* (Murray), *Porosonion martcobi martcobi* Bogdanowicz, *Ammonia compacta* (Hofker), *Aubignyna perlucida* (Heron-Allen et Earland), *Ammonia*

ammoniformis (d'Orbigny), *Porosonion martcobi ponticus* Janko.

Комплекс фораминифер района Днестровской банки включает 7 доминантных видов – *Ammonia tepida* (Cushman), *Ammonia compacta* (Hofker), *Porosonion martcobi martcobi* Bogdanowicz, *Nonion matagordanus* Kornfeld, *Haynesina anglica* (Murray), *Canalifera parkerae* (Janko), *Elphidium ponticum* Dolgopolskaja et Pauli.

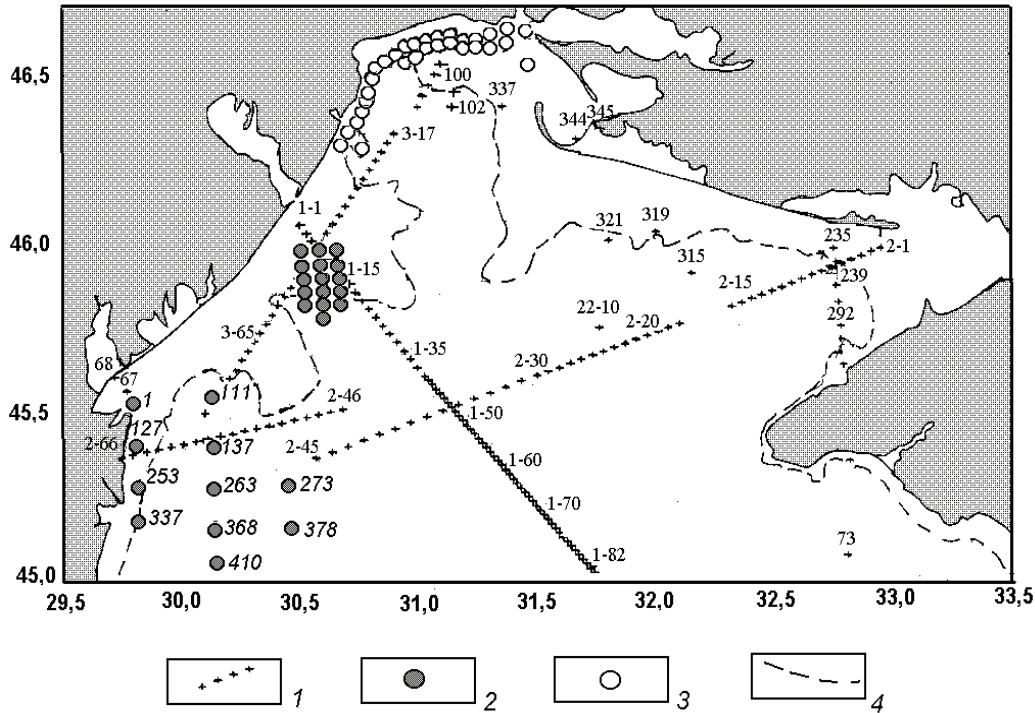
В донных осадках района острова Змеиный доминируют 4 вида – *A. tepida*, *A. compacta*, *P. martcobi martcobi*, *N. matagordanus*.

Важным аспектом анализа встречаемости фораминифер является выделение индикаторных организмов, имеющих повсеместное распространение и сохраняющих устойчивость развития в различных природных обстановках [1]. Для решения этой задачи построена диаграмма относительной встречаемости видов в трех районах шельфовой области (рис. 2). Поля у вершин треугольной диаграммы включают виды, распространенные преимущественно на одном из полигонов. В центральной части графика обособляется группа видов, с относительно близкой встречаемостью на всей исследованной площади. В состав этой ассоциации фораминифер включаются *A. tepida*, *A. compacta*, *P. martcobi martcobi*, *E. ponticum*, *H. anglica*, *N. matagordanus*. Для региональных исследований наиболее важны первые три вида, имеющие повышенную частоту встречаемости и плотности распределения в различных районах шельфа.

Максимальное территориальное распространение имеют представители семейства *Ammonoiidae*. Повсеместно доминирующий вид *Ammonia tepida* является эвритопным видом, допускающим изменение ряда факторов в широком диапазоне (в частности, солености и глубины).

Многомерные связи состояния бентосных сообществ фораминифер с параметрами придонных вод и донных осадков изучены с помощью факторного анализа. Группировка измеренных признаков в Днестровско-Дунайском районе характеризуется для четырех факторов (см. таблицу).

Первая группа параметров подчиняется сильному влиянию фактора, обеспечивающего накопление терригенной составляющей осадков. Действие доминирующего фактора подтверждается высокой положительной нагрузкой для *Fe* (0,99), *Cr* (0,96), *Ni* (0,95), *Co* (0,95), *Zn* (0,86), *Mn* (0,94), которые формируют устойчивую геохимическую ассоциацию в твердой



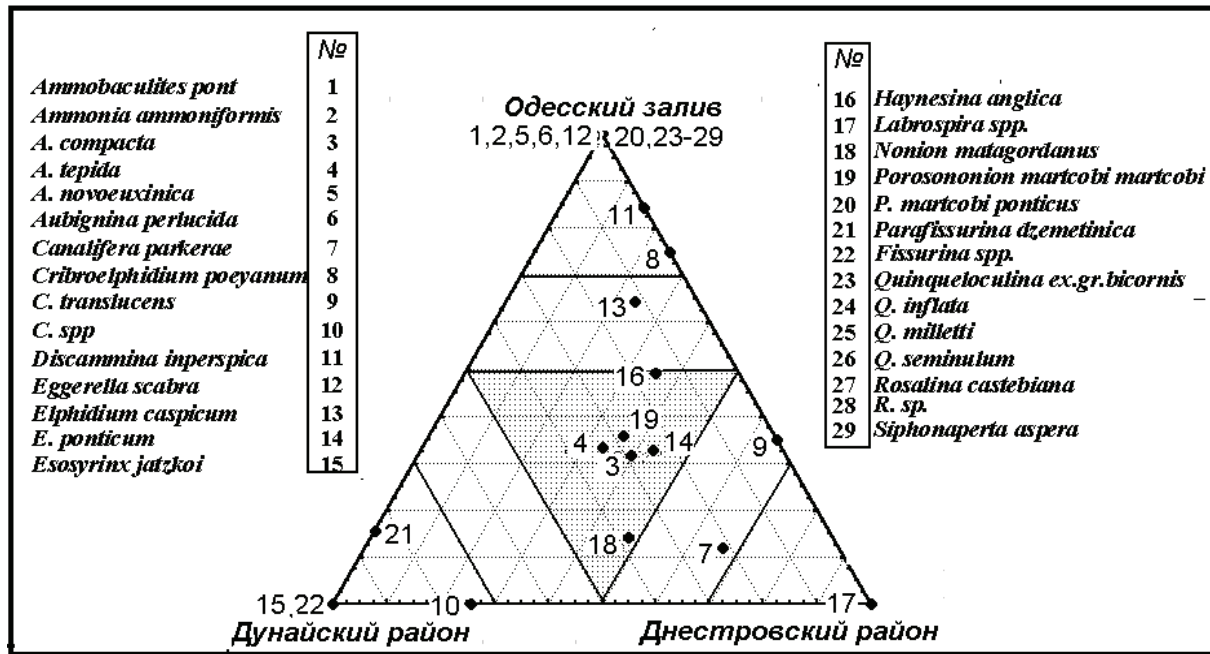


Рис. 2. Относительная встречаемость фораминифер на отдельных участках шельфа и определение характерных для всех районов организмов. Индексы треугольной диаграммы соответствуют номерам реестра видов

гических нарушений фораминифер. Положительные нагрузки имеют коэффициенты сульфидизации (0,80), степени морфологических изменений организмов (0,50), а также концентрации в придонных водах фосфатов (0,86), нитратов (0,86) и нитритов (0,85). Сочетание этих признаков трактуется автором как прямое влияние параметров среды на нарушение физиологических функций организмов. Усиленное поступление азота и фосфора порождает «синдром эвтрофикации», оказывающий негативное влияние на донные организмы. Перерождение среды вызывает активизацию геохимических процессов с появлением восстановительных сероводородных условий, мобилизацией реакционно-способных токсических соединений и т.п. Эти события отражаются на развитии фораминифер (сульфидизация и повышение частоты фенодевиантов). Кроме того, второй фактор определяет отрицательную нагрузку для содержаний C_{org} в придонных водах (-0,46) и меди в осадках (-0,43). Роль органического углерода в воде рассматривается как благоприятный признак наличия доступного питания.

Влияние меди на снижение последствий эвтрофикации, возможно, связано с антисептическими и стимулирующими (для низших форм жизни) свойствами соединений этого элемента.

Третий фактор объединяет параметры водной толщи, которые не имеют значащей связи с другими признаками. Близкие по знаку показатели отражают прямую зависимость солености придонных вод (-0,93) от глубины моря (-0,79). Положительная нагрузка (0,75) для pH придонных вод свидетельствует об обратной связи водородного показателя с глубиной или соленостью. Возможной причиной низкой экологической информативности третьего фактора

является нестабильность погоды во время измерения параметров.

Четвертый фактор отражает наиболее интересные взаимосвязи ряда параметров донных осадков. Равнозначная нагрузка объединяет показатели степени выживания фораминифер (-0,48) и содержание органического углерода растительного происхождения в осадках (-0,85). Присутствие неминерализованного органического вещества (хлорофилл и другие продукты расщепления растительных остатков) благоприятно для сохранения видового разнообразия бентосных сообществ. Положительная факторная нагрузка (0,76) для концентраций свинца в донных осадках характеризует его обратную связь со степенью выживания фораминифер.

Изучение бентосных сообществ на многофакторной основе служит предпосылкой наблюдения за динамичным изменением ареалов распространения и стабильностью видового состава фаунистических комплексов Черного моря [3]. Доминирующее распространение бентосных фораминифер на глубинах более 20–21 м характеризуется последовательным сдвигом диапазонов толерантности в направлении глубоководной части шельфа. В свою очередь, максимальное распространение аммониевого комплекса на верхнем батиметрическом уровне свидетельствует о высокой степени адаптации этой группы организмов к контрастному изменению естественных факторов у контура прибрежной зоны.

Таким образом, представители рода *Ammonia*, проявившие высокую устойчивость накопления на эвтрофной стадии развития экосистемы шельфовой области, принадлежат к оптимальным биоиндикаторам новейших экологических изменений в морской среде.

Литература

1. Кравчук А.О. Современные изменения условий осадконакопления и бентосные фораминиферы как индикаторы загрязнения северо-западного шельфа Черного моря // Проблемы геотоксикологии. Одесса, 2002.
2. Кравчук А.О., Кравчук О.П. Новый принцип оптимальной оценки техногенных нарушений в морской среде

// Мінералогія в Одесі на межі тисячоліть. Одеса, 2000.

3. Kravchuk A. Multi-factor analysis of the marine environmental influence on benthic foraminifera, north-western Black Sea shelf // IGCP 521-481 Joint Meeting and Field Trip :IGCP 521»Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation» (2005–2009). Odessa: Astroprint, 2006. P. 88–91.

ЭВОЛЮЦИЯ И КРИЗИСЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В.И. Краснов

*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск, Россия*

Проблема эволюции и кризисов в геологической истории земной коры – вечная тема. Она возникла задолго до открытия геологических систем, отделов (серий) и ярусов планетарной шкалы стратиграфии и, к сожалению, до сих пор еще не получила своего окончательного разрешения в силу ее сложности.

Тем не менее, появление планетарных стратиграфических подразделений и их временных эквивалентов привело к раскрытию многих закономерностей в геологическом развитии нашей планеты. Сегодня уже никто не сомневается в том, что это развитие шло медленно, долго, целенаправленно, постепенно на протяжении миллиардов лет. Этот процесс принято называть эволюционным. Уже в протерозое возникла примитивная жизнь. Ее открытие стало явлением огромного значения для последующего понимания закономерностей в развитии органического мира вплоть до появления разумного существа – человека. Это был сложный процесс – менялись условия среды обитания, постепенно приближаясь к оптимальным для жизнедеятельности живых существ (газовая оболочка Земли, солнечная радиация, благоприятная атмосфера, соответствующие силы земного притяжения, климат и др.).

Конечно, применение слова «эволюция», как бы обобщающего весь этот наисложнейший процесс медленного и постепенного развития, было неудачным. Это латинское слово никакого отношения к развитию не имеет. Оно обозначает совершенно иные действия – выкатывать, скатывать, катить, развертывать, читать, распутывать, отодвигать, размышлять [9], а по Далю [2], что-то связанное с боевыми морскими движениями, пароходами и броненосцами [8]. Тем не менее, это слово настолько глубоко вошло в наше сознание, что отказываться от него в уже привычном для ученых понимании вряд ли целесообразно. И все же необходимы были бы некоторые уточнения. Действительно ли оно связано с лишь постепенным, медленным, направленным, необратимым, совершенствующимся развитием косного и органического мира. А как быть с катастрофами и кризисами? Не входят ли они составной частью в это развитие, как явление единого и сложного эволюцион-

ного процесса? Мы знаем, что на протяжении почти трех веков шли дискуссии, в которых одни исследователи отстаивали такое развитие органического и косного мира, а другие его не признавали.

По своей сути это были два учения, основанные на разных философских позициях. В России эволюционную теорию особенно активно развивали и отстаивали в середине XX в. [1, 10], подвергая критике теорию катастроф и напоминая, что ее основатель [7] ошибочно связывал катастрофы с периодическими всемирными потопами, ведущими к полному исчезновению всего живого, а затем к появлению совершенно новых форм органического мира.

Вполне очевидно, что упомянутые дискуссии возникли на основе крайне не достаточных тогда еще знаний, во многом связанных со слабо изученными осадками и скелетами захороненных в них животных и растений.

В том же XX в., особенно во второй его половине, были проведены масштабные всесторонние геологические исследования. Были изучены многочисленные разрезы и окаменелости животных и растений рифея, венда, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, триаса, юры, мела, палеогена, неогена, кватертера. Это оказало влияние на появление многих новых гипотез и теорий, связанных с историческим развитием нашей планеты, включая ее органический мир. Теперь, вероятно, можно уже окончательно сделать вывод о неправомочности противопоставления эволюции и кризисов. Это единый процесс развития планеты и ее регионов, включающий в себя и кризисы, оказывающие прогрессивное влияние на само развитие. Неслучайно в геологической литературе появились идеи о непрерывно-прерывистом развитии земных слоев и органического мира. Еще раз приходится вспомнить, что эволюционные процессы это и есть процессы постепенности, медленности, целенаправленности, значительной длительности, сопровождаемые катастрофическими явлениями. В этом и заключается важнейшая основа развития Земли и ее биоты. Отсюда берут начало и наши рассуждения о

том, что такое эволюция и какова ее содержательная часть, как она соотносится с кризисами. Несколько слов о масштабности и длительности эволюционных процессов. Опыт изучения земных слоев свидетельствует о разномасштабности их во времени и пространстве. Естественно, такое заключение относится и к катастрофам, которые фиксируются в геологических разрезах перерывами, угловыми несогласиями, резкой сменой состава осадков, окаменелостей и магматитов. Формирование горных складчатых сооружений в приэкваториальной части Земли, конечно же, глобальное явление. Оно происходило на огромной территории и достаточно длительное геологическое время.

Сюда же следует отнести образование крупных, меридиональных рифтов и складчатых сооружений – Кордильер, Анд, Северо-Атлантического хребта, Урала, Верхоянского хребта, Срединного хребта на Камчатке и далее южнее – хребтов на Курильских островах и в Японии. Все это результат длительных геодинамических преобразований, Чем они вызваны? Очевидно сжатием и расширением нашей планеты со стороны полюсов и в направлении к 0° меридиану (сжатие), в стороны к полюсам и от 0° меридиана (расширение). Это и есть результат глобальных катастроф, постепенно изменявших ее облик и оказавших влияние на развитие органического мира. Для тех организмов, которые прекратили свое существование, это глобальные катастрофы; для появившихся вновь – благоприятные условия для жизнеобитания. Для них это не катастрофа. В геологической летописи и те и другие изменения фиксируются по-разному – различиями в вещественном составе и организмах, перерывами в осадконакоплении, по которым восстанавливаются кризисы в историческом развитии Земли. Подобные катастрофы бывают локальными.

Катастрофические явления могут быть длительными и короткими во времени, даже мгновенными в геологическом летоисчислении. Они являются составной частью эволюционного процесса – того самого постепенного, поступательного, медленного, длительного, необратимого, но в более активных и контрастных формах проявления. В этом процессе участвуют трансгрессии и регрессии – глобальные явления, ведущие к перегруппировке строения и облика Земли. Каковы масштабы и длительность их во времени и как они соотносятся с катастрофами?

Это большая и сложная проблема, решением которой мы занимаемся, к сожалению, мало. Огромные территории современных континентов имели в геологическом прошлом иные размеры. Когда-то эти континенты полностью или частично покрывались морскими водами. Чтобы убедиться в этом, достаточно взглянуть на палеогеографические и палеоландшафтные карты, составленные для различных геологических веков, но непременно с помощью результатов палеонтологических исследований, оказавших нам неоценимую услугу возможностью коррелировать по окаменелостям земные слои, рас-

положенные на огромных расстояниях друг от друга [4, 6, 11]. Лишь с их помощью мы можем рассуждать о глобальном характере трансгрессий и регрессий. Даже такая трансгрессия как позднеживетская, более всего проявившая себя в Южной Азии, может быть отнесена к категории глобальной. Она распространилась на территории таких государств, как Китай, Монголия, Россия (Хакасия, Забайкалье, Кемеровская область, Горный и Рудный Алтай), и оказала влияние на изменение там физико-географических условий. Если говорить о влиянии ее на биоту, то для таких организмов как, вид брахиопод *Euryspirifer cheehiel* Ноу и др., были созданы самые благоприятные условия, но для наземного животного и растительного мира, предшествовавшего морским обитателям, это была трагедия, катастрофа.

Многие из них прекратили свое существование. Самое удивительное заключается в том, что в осадкообразовании никаких перерывов не зафиксировано. Более того, образовались переходные слои, указывающие на постепенный характер изменений палеоландшафтов и осадков от глин, алевроитов и песков (илеморовская свита) до известковых илов (бейская свита).

А что же происходит в регрессивную стадию геологического развития? Уходят морские воды. Там, где они были, образовывались наземные ландшафты – равнины ровные низкие, холмистые с иным формированием осадков в значительной степени терригенных (ойдановская свита).

Появилась новая биота, которая сравнительно быстро освоила эти равнинные пространства, приспособившись к новой среде обитания. Для нее были созданы благоприятные условия, а вот морским организмам не повезло. Регрессия моря оказалась для них катастрофой. Некоторые из них смогли мигрировать вместе с регрессирующим морем, другие исчезли навсегда и, в том числе, вид *Euryspirifer cheehiel* Ноу.

В геологической летописи это запечатлено резким изменением биоты, а в осадках никаких перерывов не образовано. Более того, сформирована переходная пачка слоев с признаками, свойственными как для морских, так и для континентальных слоев. Исчезли терригенно-карбонатные породы с морской фауной (бейская свита) и появились терригенные красноцветные с организмами мелководных лагун, озер и рек, растения (ойдановская свита).

Эти организмы получили благоприятную среду обитания. Для морских организмов эта среда оказалась катастрофической. Это нашло отражение в резкой смене биоты, но не в осадконакоплении. Подобные постепенные изменения, выраженные в переходных пачках, свойственны и другим свитам девона Минусинского прогиба. Они имеют место между отложениями толтаковской и аскизской, аскизской и илеморовской, илеморовской и бейской, ойдановской и кохайской, кохайской и тубинской свитами. О чем свидетельствуют переходные пачки? Прежде всего, о постепенных и медленных изменениях в осадкона-

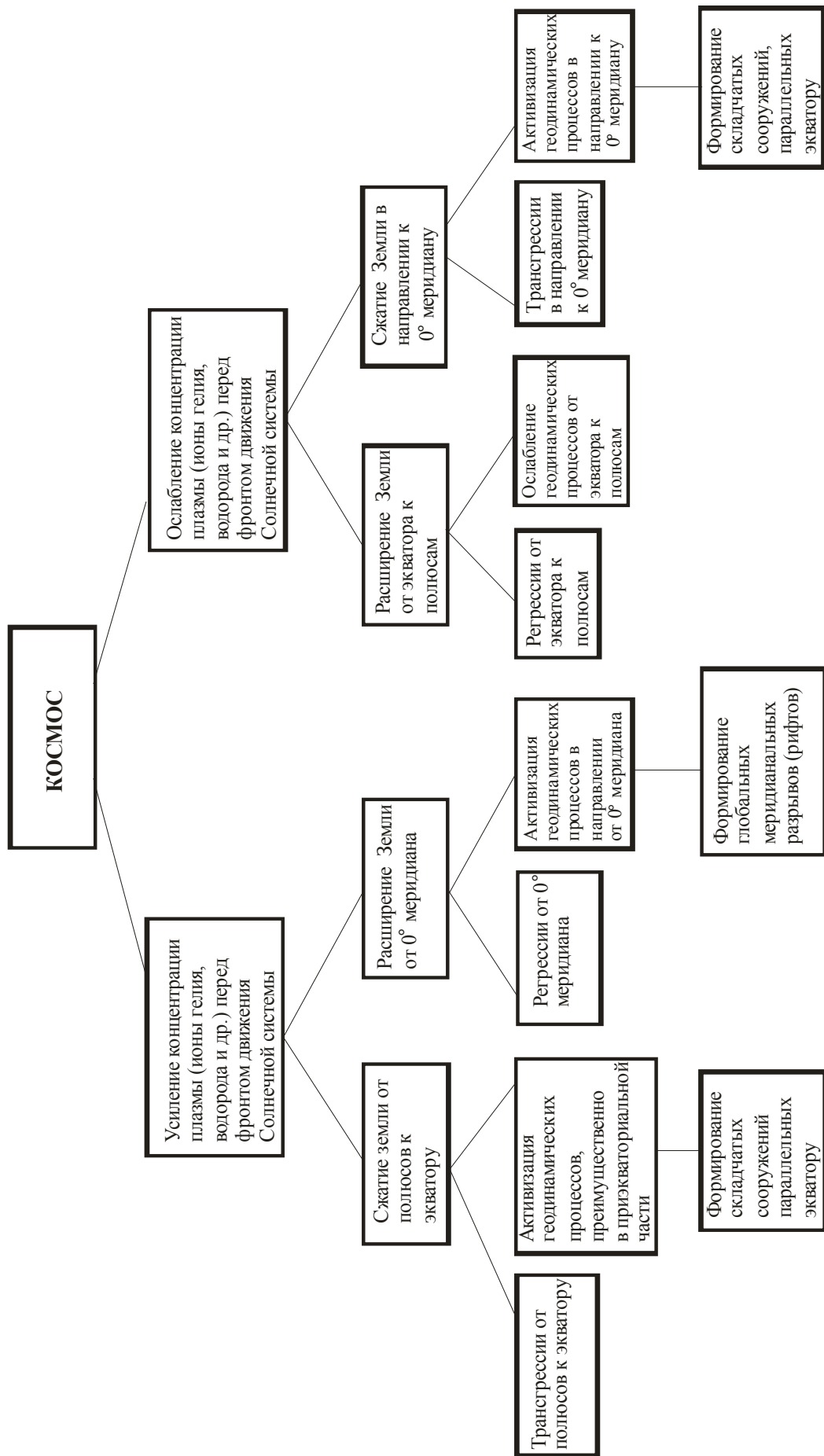


Рис. 1. Влияние динамики космической плазмы на процессы трансгрессий и регрессий морских и океанических вод и геодинамику Земли

копления. Это и есть главное направление развития бассейна седиментации, в котором участвуют и катастрофические для биот последствия.

Другой пример – трансгрессия в эмском веке в Южной Азии (время образования осадков соответственно таштыпской свиты в восточной части Алтае-Саянской области). С одной стороны, и тут она свидетельствует о катастрофах, связанных с исчезновением растений на равнинах (терригенные образования раннего девона), а с другой – с постепенными преобразованиями карбонатных осадков в терригенные, преимущественно красноцветные (сирийская свита), но в том же Минусинском прогибе в разрезе девона фиксирован резкий перерыв между красноцветными терригенными осадками раннего девона быскарской серии и красноцветными терригенными же образованиями среднего девона (толтковская свита). В этой части разреза сложно усмотреть какие-либо эволюционные преобразования, но вот перерыв фиксирован довольно четко. Это и есть кризис, когда в конце раннего девона практически ослабли геодинамические процессы и прекратилась активная магматическая деятельность. Скорее всего, этот кризис следует отнести к числу локальных, свойственных лишь центральной части Южно-Минусинской впадины и всей Северо-Минусинской впадине. И здесь кризисы являются частью эволюционных преобразований. Очевидно, глобальные трансгрессии и регрессии связаны с влиянием каких-то мощных внеземных сил, возможно, давления огромных скоплений водорода на галактику и, в том числе, на нашу планету, и уже потом изменениями интенсивности солнечного излучения, перемещениями магнитных полей, усилением или ослаблением лунного притяжения, активности геодинамики Земли и от многого другого. Вот, очевидно, почему происходят сжатие и растяжение планет Солнечной системы, включая Землю. Наверное, поэтому активизируется или становится пассивным ее геодинамическое развитие.

Все это, с одной стороны, как будто не требует доказательств, а с другой – сами доказательства, которыми мы оперируем, нуждаются в большей обоснованности. Пока они находятся в состоянии предположений и гипотез. Одно понятно – влияние космоса на все происходящее бесспорно. Трансгрессии и регрессии, активизацию геодинамики в приэкваториальной части земли и магматизм, образование горных складчатых систем мы могли бы объяснить сжатием нашей планеты в направлении к экватору и последующим ее расширением в направлении к полюсам. Возможно, подобный механизм сжатия и расширения мы могли бы иметь в виду и при образовании меридиональных рифтов и складчатых сооружений, о чем было уже замечено несколько ранее. В этом случае сжатие земного шара в направлении к нулевому меридиану приводит к трансгрессии морских и океанических вод и одновременному образованию складчатых горных сооружений в наиболее напряженных областях Земли. Расширение ее в стороны от

нулевого меридиана вызывает регрессии морских вод, образование узких меридиональных структур растяжения и активизацию магматизма. Возможно, все это связано с состоянием и динамикой космической плазмы, концентрируемой перед фронтом движения Солнечной системы [3].

Предполагаемое влияние ее на процессы трансгрессий и регрессий морских и океанических вод и геодинамику земли показано на рис. 1. Во всяком случае какие бы дискуссии не велись вокруг этой проблемы, влияние космоса на геологическое развитие нашей планеты и ее биоты не вызывает сомнений. Все другие факторы являются его производными. Изучая геологические разрезы, каждый раз мы обязаны искать ответы на вопросы, как и почему происходят те или иные явления, какие силы их вызывают и какое место они занимают в развитии нашей планеты и ее биоты. Необходимо постоянно помнить о том, что представления об эволюции последовательно и целенаправленно внушали нам наши выдающиеся ученые, хотя само латинское слово «эволюция», оказывается, означает совсем другие понятия. Начало расцвета привычного ныне научного понимания эволюции пришлось, по-видимому, на время Ламарка и Дарвина. Многим из нас теперь это кажется бесспорным. Тем не менее, возникает много вопросов и об эволюции, и о кризисах. Именно поэтому наша задача заключается в том, чтобы внести в эти проблемы возможные уточнения, дать им новое содержание на основе изучения личного большого фактического материала и своего богатейшего опыта.

Литература

1. *Давиташвили Л.Ш.* Причины вымирания организмов. М.: Наука, 1969. 440 с.
2. *Даль В.И.* Толковый словарь живого великого русского языка: В 4 т. М.: АСТ; Астрель; Транзиткнига, 2006. Т. 4. С. 1144.
3. *Дмитриев А.Н.* Огненное пересоздание климата земли. Новосибирск; Томск: Твердыня, 2002. 148 с.
4. *Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 95–109.
5. *Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Палеоландшафты среднедевонских и франкских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 8, № 6. С. 34–58.
6. *Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский век в эволюции географических обстановок Сибирских морей. Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 2. С. 239–254.
7. *Кювье Ж.* Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара: Пер. с фр. Д.Е. Жуковского. М.; Л.: 1937. С. 71–286.
8. *Краснов В.И.* Теория эволюции в стратиграфии и палеонтологии // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 2009. С. 15–22.
9. *Латино-русский и русско-латинский словарь.* М.: Наука, 2004. 740 с.
10. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. 530 с.
11. *Палеогеография СССР.* М.: Недра, 1975. 179 с.

EVOLUTION AND CRISES IN GEOLOGICAL HISTORY OF THE EARTH'S CRUST

V.I. Krasnov

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Problem of evolution and crises in geological history of the Earth's crust is an everlasting subject. It appeared long before defining geological systems, divisions (series), and stages of planetary stratigraphic scale, and unfortunately before now it has no conclusive decision due to its complexity.

Nevertheless, the advent of planetary stratigraphic units resulted in defining a lot of regularities in geological evolution of our planet. Nowadays there is no doubts that evolution was slow, long, purposeful during billion years. This process is adopted as evolutionary. Primeval life appeared already in Proterozoic. Its discovery became of great importance for further understanding of regularities in organic world up to appearance of sentient being – man. It was a complex process – habitat conditions were changed approaching gradually to optimum for living being activity (gaseous mantle of Earth, solar radiation, favorable atmosphere, appropriate earth gravity, climate, etc).

The use of the term «evolution», as if generalizing the whole extremely complicated process of slow and gradual development, certainly failed. This Latin word has no bearing to development. It denotes quite other actions, namely roll out, roll up, roll, unfold, read, unwind, move away, meditate [9], in Dal's opinion [2] its something associated with military naval movements, steamboats, and battleships [8]. However this word is so deep in our mind that it inadvisable to reject it in the meaning ordinary for scientists. And still some specifications would appropriate. Is it really associated only with gradual, slow, directional, irreversible, perfective development of bone and organic world? And what is to be done with catastrophes and crises? May be they are constituent of this development as a phenomenon of a single and complicated evolutionary process? We know that during almost three centuries there hold discussions, where some researchers defend the development of organic and bone world, but others disclaim it.

Essentially it was two theories base on different philosophic positions. In Russia the theory of evolution was especially actively developed and defended in the middle of XXth century [1, 10], challenging catastrophe theory and reminding that its founder [7] mistakenly connected catastrophes with periodical floods resulting in disappearance of all flesh and than to advent of absolutely new forms of organic world.

It is quite obvious the above discussions rise from extremely incomplete knowledge at that time connected in many respects with poorly studied sediments and skeletons of buried animals and plants.

Scale thorough geological investigations were conducted in the XXth century also, mainly in its second half.

Numerous Riphean, Vendian, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary sections and reliquiae have been studied. It influenced the emergence of many new hypotheses and theories associated with historical development of our planet involving its organic world. Now it appears to be possible to draw a final conclusion on illegality of evolution and crises opposition. It is not accidental that ideas on continuous-discontinuous development of earth beds and organic world appeared in geological literature. It should be kept in mind that evolutionary processes are the processes of graduality, slowness, purposefulness, considerable duration accompanied by catastrophic phenomena. Herein lay prime basis of the Earth and its biota development. Hereof originate our reasoning on what is evolution, what is its meaningful portion, and how it correlates with crises. Now let us speak several words about dimensions and duration of evolutionary processes. The earth beds studies testify to their immensity in time and space. This conclusion is also referred to catastrophes fixed in geological sections by breaks, angular unconformities, and sharp change in composition of sediments, fossils, and magmatite. Formation of mountainous folded structures in the near-equatorial Earth part is naturally a global event. It occurred over a vast territory for rather long geological time. It should involve formation of major meridional rifts and folded structures – Cordilleras, Andes, North-Atlantic Range, Urals, Verkhoyansk Range, Sredinny Range in Kamchatka and further south – ranges on Kuril Islands and in Japan. All that result from long-term geodynamic transformation. What are the reasons? It may be explained by compression and expansion of our planet from poles and towards 0° meridian (compression), and toward poles and from 0° meridian (expansion). This is a result of global catastrophe gradually changing its appearance. and affecting organic world development. These are global catastrophes for extinct organisms and favorable conditions for newly formed organism habitat. This is not a catastrophe for the latter. In geological record both changes are fixed differently, i.e. diversity in material composition and organisms, breaks in sedimentation based on which cruises in the historical Earth development are reconstructed. Such catastrophes occur locally.

Catastrophic events may be durable and short in time, even instantaneous in geological chronology. These are components of evolutionary process – the same gradual, ongoing, slow, durable, irreversible, but in more active and contrast forms of appearance.

This process includes transgressions and regressions – global events resulting in rearrangement of the Earth struc-

ture and appearance. What are their scales and duration and how do they correlate with catastrophes?

It is a great and complicated problem, which we are tackling insufficiently unfortunately. Vast areas of present continents had other dimensions in geological past. These continents were once completely or partially covered by sea waters. To make sure it is sufficient to look at paleogeographical and paleolandscape maps constructed for different geological epochs, but certainly making use of paleontological studies providing invaluable opportunity to correlate earth beds, occurred at great distances from one another, using fossils [4, 6, 11]. Only through their help we can discuss global character of transgressions and regressions. Even Late Givetian transgression, mostly manifested in Southern Asia, may be referred to global ones. It extends over China, Mongolia, Russia (Khakassia, Transbaikalia, Kemerovo region, Gornyy and Rudnyy Altai) and controlled modification of physiographic conditions. As for its influence on biota then it was most favorable conditions for *Euryspirifer cheehiel* Hou et al., but it was a tragedy and catastrophe for terrestrial fauna and flora preceding marine inhabitants.

Many of them became extinct. Most amazing is absence of breaks in sedimentation. Furthermore, there were formed intermediate layers pointing at gradual alterations of paleolandscapes and sediments from clay, siltstone and sands (Ilemorovo Formation) to lime mud (Beya Formation).

And what does happen during regression stage of geological development? Sea waters go away. At their place terrestrial landscapes appear, i.e. plains that are flat, low, undulating, with other type of sedimentation (essentially terrigenous sediments) (Oidan Formation).

New biota appeared that relatively quickly developed in these plains accommodated to this new habitat. Favorable conditions were created for it, but marine organisms were not so lucky. Dereliction appeared to be a catastrophe for them. Some of them could migrate with retreating sea, others disappeared forever including species *Euryspirifer cheehiel* Hou.

In geological record it is shown by sharp biota change, but no breaks have been formed in sediments. Moreover, there was formed a transitional member of layers having characteristics peculiar both for marine beds and continental ones. Terrigenous-carbonate rocks containing marine fauna (Beya Formation) disappeared and there appeared terrigenous red deposits including organisms of shallow lagoons, lakes and rivers, plants (Oidan Formation).

These organisms obtain favorable habitat. And this habitat appeared to be catastrophic for marine organisms. It is pictured in sharp change of biota, but not in sedimentation. Similar gradual alterations, shown in transitional members, are peculiar to other Devonian Formations of the Minusinsk trough. They occur among deposits of the Tol'takovo and Askis Formations, Askis and II.

Ilemorovo, Ilemorovo and Beya, Oidan and Kokhai, Kokhai and Tuba ones. What do these transitional mem-

bers testify to? First of all these testify to gradual and slow variations in sedimentation. It marks the main trend in sedimentary basin development involving consequences catastrophic for biota.

Emsian transgression in Southern Asia (time of the Tash-typ Formation sedimentation in the eastern Altai-Sayany region) is another sample. On the one hand it indicates catastrophes, associated with plant disappearance on plains (Early Devonian terrigenous formations), on the other – with gradual alterations of carbonate sediments into terrigenous ones, primarily redbeds (Sirino Formation), but in Devonian section this Minusinsk trough demonstrates sharp break between red terrigenous sediments of the Devonian Byskar series and Middle Devonian red terrigenous deposits (Tol'takovo Formation).

It is difficult to trace any evolutionary transformations in this section part, but the break is clearly fixed. It is the crisis itself, when at the end of Early Devonian geodynamic processes were almost decreased and igneous activity ceased. Mostly likely this crisis should be referred to local ones peculiar merely to the central part of the South-Minusinsk depression and the whole of the North-Minusinsk depression. And here crises are a part of evolutionary transformations. Evidently, global transgressions and regressions are connected with influence of some powerful extraterrestrial forces, perhaps pressure of great hydrogen accumulations on galaxy including our planet and only then changes in solar radiation intensity, magnetic field displacements, increase or decrease of moon gravity pull, Earth geodynamics activity and many others. That appears to be a reason of compression and expansion of solar system planets including the Earth. That is probably why its geodynamic development becomes more active or passive.

From one side this seems to go without saying but from the other the available evidences need more substantiation. Meanwhile these are assumptions and hypotheses. One is clear – cosmic influence on what is happening is beyond question. Transgressions and regressions, activation of geodynamics in near-equatorial earth part and of magmatism, formation of mountain fold systems could be explained by compression of our planet towards the equator and subsequent expansion towards poles. Perhaps such mechanism of compression and expansion should be accounted for formation of meridional rifts and folded structures as was already noted earlier. In this case compression of the globe toward the zero meridian leads to sea and oceanic water transgression and simultaneous formation of folded mountain structures in the most strained Earth regions. Its expansion off the zero meridian results in sea water regression, formation of narrow meridional extension structures and magmatism activation (Fig.). It appears to be connected with state and dynamics of cosmic plasma being concentrated before the solar motion front [3]. The Figure shows its supposed influence on transgressions and regressions of sea and oceanic waters and earth geodynamics. Anyway

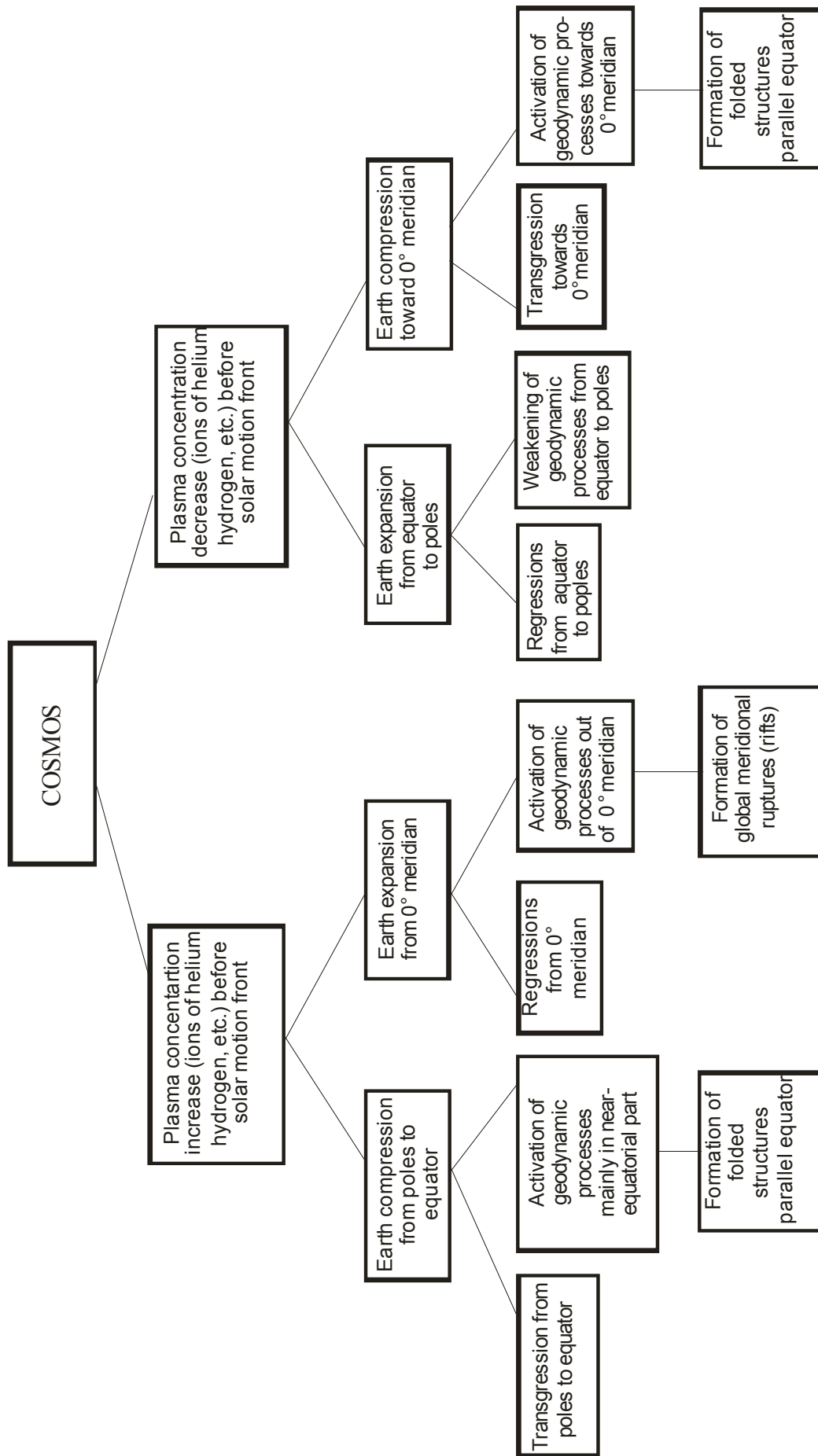


Fig. 1. Influence of cosmic plasma on transgressions and regressions of sea and oceanic waters and Earth geodynamics

regardless of any kind of discussions over the problem, cosmic influence on geological development of our planet and its biota are beyond question. All other factors are its derivatives. When studying geological sections every time we should answer the questions how and why these or those phenomena occur, what forces cause them, and what place they take in development of our planet and its biota. One ought to bear in mind constantly that our outstanding scientists consistently and purposefully inspired notions on evolution, though the Latinism «evolution» appears to denote quite another idea. The beginning of flourish of now common scientific concept evolution came at times of Lamarck and Darwin. Now a lot of us consider it indisputable. Nevertheless there appear many questions of evolution and crises. That is why our task consists in possible improvements of the problems, giving them new content based on private great actual material and my own wealth of experience.

References

1. *Cuvier G.* Speculations on revolutions on the terrestrial globe surface / Translated from the French by D.Ye. Zhukovsky. Moscow; Leningrad, 1937. P. 71–286.
2. *Davitashvili L.Sh.* Causes of organisms extinctions. Moscow: Nauka, 1969. 440 p.
3. *Dal V.I.* Explanatory dictionary of living great Russian language: in 4 vol. Moscow: AST, ASTREL, Tranzitkniga, 2006. Vol. 4. 1144 p.
4. *Dmitriev A.N.* Fiery recreation of the Earth climate. Novosibirsk; Tomsk: «Tverdnyya» press, 2002. 148 p.
5. *Dubatolov V.N., Krasnov V.I.* Paleolandscapes of Early Devonian seas in Siberia: Stratigraphy // Geological correlation. 1999. Vol. 7, № 3. P. 95–109.
6. *Dubatolov V.N., Krasnov V.I.* Paleolandscapes of Middle Devonian and Frasnian seas in Siberia // Stratigraphy. Geological correlation. 1999. Vol. 7, № 8. P. 34–58.
7. *Dubatolov V.N., Krasnov V.I.* Famennian stage in evolution of geographical environments of Siberian seas // Geology and geophysics. 2000. Vol. 41, № 2. P. 239–254.
8. *Krasnov V.I.* Evolutionism in stratigraphy and paleontology // Regional geology. Stratigraphy and paleontology of Phanerozoic Siberia. Novosibirsk: SNIIGiMS, 2009. P. 15–22.
9. *Latin-Russia and Russian-Latin Dictionary.* Moscow: Nauka, 2004. 740 p.
10. *Leonov G.P.* Principles of stratigraphy. Moscow: Moscow University press, 1973. 530 p.
11. *Paleogeography of the USSR.* Moscow: Nedra, 1975. 179 p.

РАЗВИТИЕ ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ОСТРОВНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (МАЛЫЕ ОСТРОВА ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО, ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

М.С. Лящевская, А.Г. Киселева, И.М. Родникова, Н.Ф. Пшеничникова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

В заливе Петра Великого расположено около 40 островов, которые в результате трансгрессии около 9,5 тыс. лет назад отделились от материка [1]. Острова имеют различную площадь и удаленность от материкового побережья. Крупнейший в архипелаге и ближайший к г. Владивостоку – о. Русский, имеет площадь 99 км², наименьшее расстояние между континентальной частью города и островом равно 600 м. В последнее время острова залива Петра Великого испытывают значительный антропогенный пресс, их экосистемы сильно деградированы. По историческим сведениям на о. Русском и прилегающих к нему малых островах недавно господствовали чернопихтово-широколиственные леса, в настоящее же время здесь представлены только широколиственные [3]. Вопросы, связанные с восстановлением коренной растительности и эволюцией почвенно-растительного покрова островов залива Петра Великого, очень актуальны и малоизученны.

В качестве объектов исследования были выбраны три малых острова – Энгельма, Лаврова и Шкота, которые расположены с южной стороны о. Русский (южнее г. Владивостока). О. Энгельма соединен с о-вом Русский искусственной дорогой, а валунно-

галечная коса сообщает о. Лаврова с о. Энгельма. От о. Шкота к о. Русский также проходит мелководная коса, которая скрыта под водой.

Цель работы заключается в сопряженном анализе современного состояния и пространственно-временной динамики почвенного и растительного покровов малых о-вов Энгельма, Лаврова и Шкота. Авторами в 2008–2009 гг. были проведены полевые исследования указанных островов: сделаны гербарные сборы; флористические и геоботанические описания сосудистых растений и лишайников; заложена серия почвенных разрезов, сделаны морфологические описания почв и из генетических горизонтов отобраны образцы на физико-химические и спорово-пыльцевой анализы.

Современная растительность островов сложена широколиственно-лесными, кустарниковыми, полукустарниковыми и разнотравными фитоцено-зами. В единичном состоянии встречены хвойные на о. Лаврова – тис остроколючный (*Taxus cuspidata*) и на о. Шкота – сосна густоцветковая (*Pinus densiflora*), которые уцелели от рубок и пожаров. Широколиственные леса распространены в центральных, северных частях островов, слабо выражены с южных сторон.

Они сложены липой амурской (*Tilia amurensis*), грабом сердцелистным (*Carpinus cordata*), ясенем носолистным (*Fraxinus rhynchophylla*), бархатом амурским (*Phellodendron amurense*), дубом монгольским (*Quercus mongolica*), ольхой волосистой (*Alnus hirsuta*), кленами зеленокорым (*Acer tegmentosum*) и моно (*A. mono*), калопанексом семилопастным (*Kalopanax septemlobus*), тополем корейским (*Populus coraensis*), яблоней маньчжурской (*Malus mandschurica*) и др. В кустарниковом ярусе встречаются бересклет Максимовича (*Euonymus maximowicziana*), элеутерококк сидячецветковый (*Eleuterococcus sessiliflorus*), мелкоплодник ольхолистный (*Micromeles alnifolia*), барбарис амурский (*Berberis amurensis*), бузина кустистая (*Sambucus rasemosa*), аралия высокая (*Aralia elata*), жимолость Маака (*Lonicera maackii*) и Рупрехта (*L. ruprechtiana*), смородина маньчжурская (*Ribes mandschuricum*) и Максимовича (*R. maximovicziana*), малина боярышниковолистная (*Rubus crataegifolius*) и др. В травяном ярусе – лабазник дланевидный (*Filipendula palmata*), однопокровница амурская (*Arisaema amurense*), золотарник тихоокеанский (*Solidago pacifica*), волжанка азиатская (*Aruncus asiaticus*), вейники узколистый (*Calamagrostis angustifolia*) и наземный (*C. epigeios*), недоспелка ушастая (*Cacalia auriculata*) и др. Кустарниковые сообщества составлены рододедромом остроконечным (*Rhododendron mucronulatum*), калиной Саржента (*Viburnum sargentii*), шиповниками морщинистым (*Rosa rugosa*) и Максимовича (*R. maximovicziana*), ивой козьей (*Salix caprea*) и др. Полукустарниковые ассоциации из полыни Гмелина (*Artemisia gmelinii*) распространены в основном на антропогенно изменённых территориях. Разнотравники приурочены к абразионным уступам, морским террасам, лесным полянам. В них встречаются лебеда Гмелина (*Atriplex gmelinii*), марь сизая (*Chenopodium glaucum*), гвоздика китайская (*Dianthus chinensis*), герань сибирская (*Geranium sibiricum*), качим тихоокеанский (*Gypsophylla pacifica*), китагавия прибрежная (*Kitagawia litoralis*), чина японская (*Lathyrus japonicus*), горноколосник Иваренге (*Orostachys iwarenge*), онокля чувствительная (*Onoclea sensibilis*), мятлик болотный (*Poa palustris*), лапчатки китайская (*Potentilla chinensis*) и криптотениевая (*P. cryptotaeniae*), красоднев Миддендорфа (*Hemerocallis middendorffii*) и др.

В лесах на коре деревьев развиваются лишайниковые сообщества, в которых преобладают обычные для данного субстрата виды: *Anaptychia isidiata*, *Phaeophyscia hirtuosa*, *Heterodermia hypoleuca*, *Myelochroa aurulenta*, *M. subaurulenta*, *Parmotrema perlatum*, *Graphis rikuzensis*, *G. scripta*, *Pertusaria multipuncta*, *P. pertusa*, *Caloplaca flavorubescens*, *Lecanora pachycheila*, *L. pulcaris*, *Pyxine sorediata*. В полукустарниковых ассоциациях на коре полыни Гмелина развиваются типичные эпифитные лишайники *Caloplaca suspiciosa*, *C. cerinelloides*, *Physciella denigrata*, *Rinodina exiqua*, *R. arhaea*. На почве поселяются эпигейные виды рода *Cladonia* и эпифитные лишайники *Parmotrema perlatum*, *Myelochroa aurulenta*, *Phaeophyscia hispidula*. На

приморских скалах растут широко распространенные в данном районе эпифитные виды: *Anaptychia isidiata*, *Myelochroa aurulenta*, *Parmotrema perlatum* и типичные эпилитные виды *Xanthoparmelia conspersa*, *X. hirosakiensis*, *Ochrolechia parellula*, *Ramalina subbreviuscula*. На почве в трещинах скал развиваются виды родов *Cladonia*, *Collema*, *Normandina pulchella*, *Lepraria membranacea*.

Видовой состав сосудистых растений и лишайников является типичным для данного района. Однако, по сравнению с менее антропогенно измененными островами флора обедненная, меньше встречается редких видов, наблюдаются следы угнетения.

Почвенный покров исследуемых островов представлен буроземами – зональными почвами Восточной буроземно-лесной области на юге ДВ. Его современное состояние в значительной степени определяется состоянием растительного покрова. Наряду с этим, мощность почвенного профиля, как в целом, так и отдельных генетических горизонтов, его скелетность (количество, размеры и форма) является отражением степени антропогенного (преимущественно техногенного) воздействия, связанного с периодом принадлежности островов к военному ведомству.

Так, значительная площадь о. Энгельма сильно эродирована и практически лишена почвенного покрова. И только на северном склоне, где в результате уничтожения лесной растительности сформировались гмелинопопынные кустарниково-разнотравные заросли, развиты буроземы темные [2]. Их почвенный профиль характеризуется значительной мощностью (до 87 см), отсутствием скелета в корнеобитаемом слое, глубокой гумусированностью, что в целом отражает высокие показатели лесорастительных свойств этих почв, и на данном участке наблюдается естественное возобновление леса.

В центральной вершинной части о. Лаврова в результате техногенного уничтожения плодородного почвенного слоя почвенный профиль отличается небольшой мощностью (до 35–37 см), высокой плотностью сложения и сильной скелетностью (80–95% от объема), что обуславливает недостаточную обеспеченность влагой корнеобитаемого слоя почвы и угнетенное жизненное состояние фитоценоза. Однако большая часть о. Лаврова представляет собой лесной массив, под которым почвенный профиль темных буроземов отличается небольшой скелетностью корнеобитаемого слоя, глубокой гумусированностью. Жизненное состояние растительности здесь соответствует полному циклу развития.

Наличие практически повсеместно частиц древесного угля в нижней части подстилки свидетельствует о воздействии на почвенно-растительный покров пожаров.

Юго-восточная часть о. Шкота также прошла стадию антропогенного обезлесивания с сопутствующими ему пожарами, что повлекло за собой

развитие эрозионных процессов в почвенном покрове. Последующее естественное заселение склона травяно-кустарниковыми ассоциациями на данном этапе, несмотря на высокую скелетность профиля и крутизну склона, способствует закреплению почвенной массы корешками растений вплоть до начала образования дернины, что затрудняет естественное восстановление лесной растительности.

Под лесной растительностью о. Шкота распространены буроземы типичные. Их формирование проходило, видимо, без резкой антропогенной смены растительного покрова, но не без периодического воздействия пожаров, о чем свидетельствует наличие частичек древесного угля в нижней части подстилки. Наличие в их почвенном профиле уплощенного и ориентированного вниз по склону щебня на глубине 48–53 см может быть следствием естественных солифлюкционных склоновых процессов.

Результаты спорово-пыльцевого анализа дали представление о происходящих изменениях в растительном покрове островов в период формирования исследуемых почв в результате влияния как природных, так и антропогенных факторов.

Растительный покров, восстановленный по спорово-пыльцевым спектрам почвенных разрезов для горизонтов В, представлял собой полидоминантный широколиственный из *Phellodendron amurense*, *Kalopanax septemlobus*, *Tilia amurensis*, *Betula manschurica*, *Quercus* sp. с господством в подлеске *Eleuterococcus sessiliflorus*, *Aralia elata*, *Vitis amurensis*, *Ligustrina amurensis*, *Corylus mandshurica* с папоротниково-моховым покровом. В вершинной части о-вов Лаврова и Шкота произрастали хвойно-широколиственные леса из *Pinus densiflora*, *Tilia amurensis*, *Pinus koraiensis* с участием *Quercus* sp., *Piceae* sp., подлеском из *Corylus mandshurica* и папоротниково-разнотравным покровом. Такие растительные формации свидетельствуют о тёплых климатических условиях.

Схожие спорово-пыльцевые спектры из горизонтов АВ получились для почвенного разреза о. Энгельма, заложенного на северном склоне острова и почвенного разреза о. Лаврова, заложенного в центральной его части. Они свидетельствуют о развитии хвойно-широколиственного леса из *Pinus densiflora* и *Tilia amurensis* с участием *P. koraiensis*, *Piceae sect. Omorica*, *Quercus* sp., *Abies* sp., под пологом которого – *Corylus mandshurica*, *Alnus* sp., *Betula* sp. и папоротниковый покров. Спорово-пыльцевые спектры из горизонтов АВ почвенных разрезов с о-вов Шкота и Лаврова (вершинная часть) свидетельствуют о развитии березовых формаций из *Betula manschurica* с примесью *Tilia amurensis*, *Pinus densiflora*, *Carpinus cordata*, *Corylus mandshurica*, *Quercus* sp. и единично *P. koraiensis* с папоротниково-разнотравным покровом. Формирование данных почвенных горизонтов происходило в более холодных климатических условиях, чем вышеописанные.

Во время формирования горизонтов А1 на исследованных малых островах в составе хвойно-широколиственных лесов происходят некоторые изменения. Большее значение приобретает дуб, увеличивается количество сосны корейской, уменьшается процент липы амурской и лещины маньчжурской, граба сердцевидного и ели. Лесные формации были представлены *Pinus densiflora*, *P. koraiensis*, *Betula manschurica*, *Quercus* sp., *Tilia amurensis*, *Abies* sp., *Piceae* sp., под пологом – *Corylus mandshurica*, *Alnus* sp. и папоротниково-разнотравный покров. Гмелинопыльчатые фитоценозы получили развитие на открытых участках.

Состав палиноспектров горизонтов А0 не совсем точно отразил современную растительность. В местах, подвергшихся совсем недавно воздействию сильного пожара, подстилка содержит частицы древесного угля, а полученные из нее спорово-пыльцевые спектры характеризуются единичными пыльцевыми зёрнами. Кроме того, требуется достаточно продолжительное время для формирования подстилки, поэтому полученные палиноспектры отражают палеорастительность, когда еще на о-вах в составе растительности присутствовали хвойные породы, такие как *Pinus densiflora*, *P. koraiensis*, *Abies* sp., *Piceae* sp. В группе древесной растительности присутствует пыльца широколиственных пород, фиксируется увеличение пыльцы дуба и незначительно березы. В общем составе спектров возрастает доля пыльцы трав, а также полукустарника *Artemisia gmelinii*.

Смены растительности на малых о-вах Энгельма, Лаврова и Шкота были вызваны не только климатическими (гидротермическими) изменениями, но и неоднократными лесными пожарами, о чем свидетельствует обилие в почвах частиц древесного угля. Выполненная реконструкция растительного покрова по спорово-пыльцевым спектрам почв выявила две основные пространственно-временные смены в структуре лесных экосистем: от полидоминантного широколиственного леса до хвойно-широколиственного, что было обусловлено, главным образом, изменением климатического режима в сторону похолодания.

Антропогенное воздействие в современный период вызвало деградацию и трансформацию экосистем исследованных островов. Уменьшилась площадь лесных сообществ, видовое разнообразие сосудистых растений и лишайников, практически исчезли хвойные породы, краснокнижные виды сосудистых растений, появились техногенно-эродированные почвы с гмелинопыльчатыми кустарниково-разнотравными фитоценозами. Присутствие на скально-каменистом субстрате эпифитных лишайников, не встречающихся в настоящее время на коре деревьев, свидетельствует о сокращении площади лесного фитоценоза (о. Энгельма). Таким образом, на малых о-вах Энгельма, Лаврова и Шкота произошла антропогенная смена

хвойно-широколиственного леса до разреженного широколиственного.

На современном этапе на островах наблюдается благонадежное восстановление экосистем нарушенных участков. Эти участки активно занимаются травяно-кустарниковыми ассоциациями с порослевым лесом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам 09-04-00923, 09-05-00003 и грантов Президиума ДВО РАН – 10-III-09-242, 09-III-A-09-510

Литература

1. Велижанин А.Г. Время изоляции материковых островов северной части Тихого океана // Доклады академии наук СССР. 1976. Т. 231, № 1. С. 205–207.
2. Классификация и диагностика почв России / Авторы и составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
3. Недолужко В.А., Денисов Н.И. Сосудистые растения острова Русского (залив Петра Великого в Японском море) // Комаровские чтения. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 48. С. 55–84.

РАЗВИТИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ БИОТЫ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В МЕКСИКАНО-КАРИБСКОМ РЕГИОНЕ

Е.А. Соколова

Институт океанологии РАН, г. Москва, Россия

Карибское море, Мексиканский залив и расположенная между ними акватория, включающая Багамские острова и Центрально-Американский перешеек, представляют собой весьма сложный по строению и хорошо палеонтологически охарактеризованный район. Позднемеловые отложения этого региона вскрыты двадцатью восьмью скважинами. Фактическим материалом для наших исследований послужили 860 образцов из кернов глубоководного бурения. Из всего обработанного материала были определены виды планктонных фораминифер (ПФ). Согласно нашей методике [1, 4] все позднемеловые ПФ были подразделены на три климатические группы, названные, по аналогии с современными, умеренной, субтропической и тропической, и объединены в климатический ряд. Для каждого стратиграфического среза подсчитывалось соотношение раковин ПФ, относящихся к разным климатическим группам. По показателям этих соотношений выделялись типы танатоценозов. Так как танатоценозы отражают температурные условия, соответствующие водным массам, в которых они формировались, на основании их пространственного распространения можно реконструировать климатические зоны, что и было сделано последовательно для 10 стратиграфических срезов [3–7, 11]. Карты строились на палинспастических основах, разработанных Л.П. Зоненшайном с соавторами [2]. Палеокоординаты новейших скважин уточнялись по реконструкциям С.Р. Скотиза [10] (рис. 1). Использовались опубликованные оценки палеотемператур, полученные в результате изотопно-кислородного анализа [8, 11].

Распределение ПФ в разрезах изучаемого региона. Сеноманские отложения, обогащенные раковинами фораминифер, вскрыты в Мексикано-Карибском регионе четырнадцатью скважинами глубоководного бурения (скв. 4, 5, 28, 97, 98, 101, 105, 417, 418, 535, 540, 627, 635) (рис. 1). Для изучения

были выбраны три временных среза, соответствующих [9] раннему (зона *Rotalipora globotruncanoides*), среднему (зона *Rotalipora reicheli*), и позднему сеноману (зона *Rotalipora cushmani*) (рис. 2, а). Изучаемая акватория на протяжении большей части сеноманского разреза характеризуется промежуточным типом танатоценоза. Комплексы ПФ включают 20–25 видов, из них не менее 10 относится к субтропической группе, их раковины составляют 55–65%, иногда до 70% по численности. Чрезвычайного обилия и разнообразия достигают здесь различные роталипоры. Виды умеренной группы встречаются почти во всех разрезах, но они имеют подчиненное значение. Только в раннем сеномане в северной части изучаемой акватории (скв. 5, 97, 105, 418, 627) значение видов умеренно группы усилилось. Там был развит теплобореальный тип танатоценоза. В комплексе, вскрытом скв. 28 в конце разреза, существенно увеличивается значение тропических видов, а численность раковин видов умеренной группы не превышает 15%. Это свидетельствует о некотором потеплении, но отнести этот танатоценоз к тетическому типу не позволяет присутствие в нем видов умеренной группы.

Через координаты этой скважины в позднем сеномане проходит граница промежуточной и тетической зон. В течение сеномана наблюдалась вялая тенденция к потеплению, систематический состав ПФ менялся очень плавно. Только в конце среднего сеномана (зона *Rotalipora cushmani*) начинается вымирание видов рода *Rotalipora*, и появляются первые представители рода *Whiteinella* (рис. 2, а)

Раковины ПФ в туронских отложениях изучаемого региона были встречены в образцах кернов шести скважин (скв. 4, 5, 146, 150, 153, 635) (рис. 1). Весь материал картировался на трех временных срезах, соответствующих по стратиграфической шкале Ф. Робашинского и М. Карон [9] раннему (зона Hel-

vetoglobotruncana helvetica), среднему (зона Marginotruncana schneegansi) и позднему турону (основание зоны Dicarinea concavata) (рис. 2, б). Начало турона ознаменовалось резким потеплением, сопровождающимся глобальной сменой систематического состава ПФ на родовом уровне (рис. 2, б). Виды тропической группы были широко распространены по всей акватории Мексикано-Карибского региона.

Район максимальной концентрации их раковин простирался до 30° с.ш. (Здесь и далее имеются в

виду палеошироты). Большая часть изучаемого региона – тетическая зона. В раннем туроне ее северная граница проходила через координаты скважины 635. Распространение тетического танатоценоза в этих широтах нехарактерно для меловой эпохи. В среднем туроне стало немного прохладней. На стыке зон Marginotruncana schneegansi и Dicarinea concavata видовой состав ПФ снова несколько изменился (рис. 2, б). Северная граница тетической зоны на 20° сместилась к экватору.

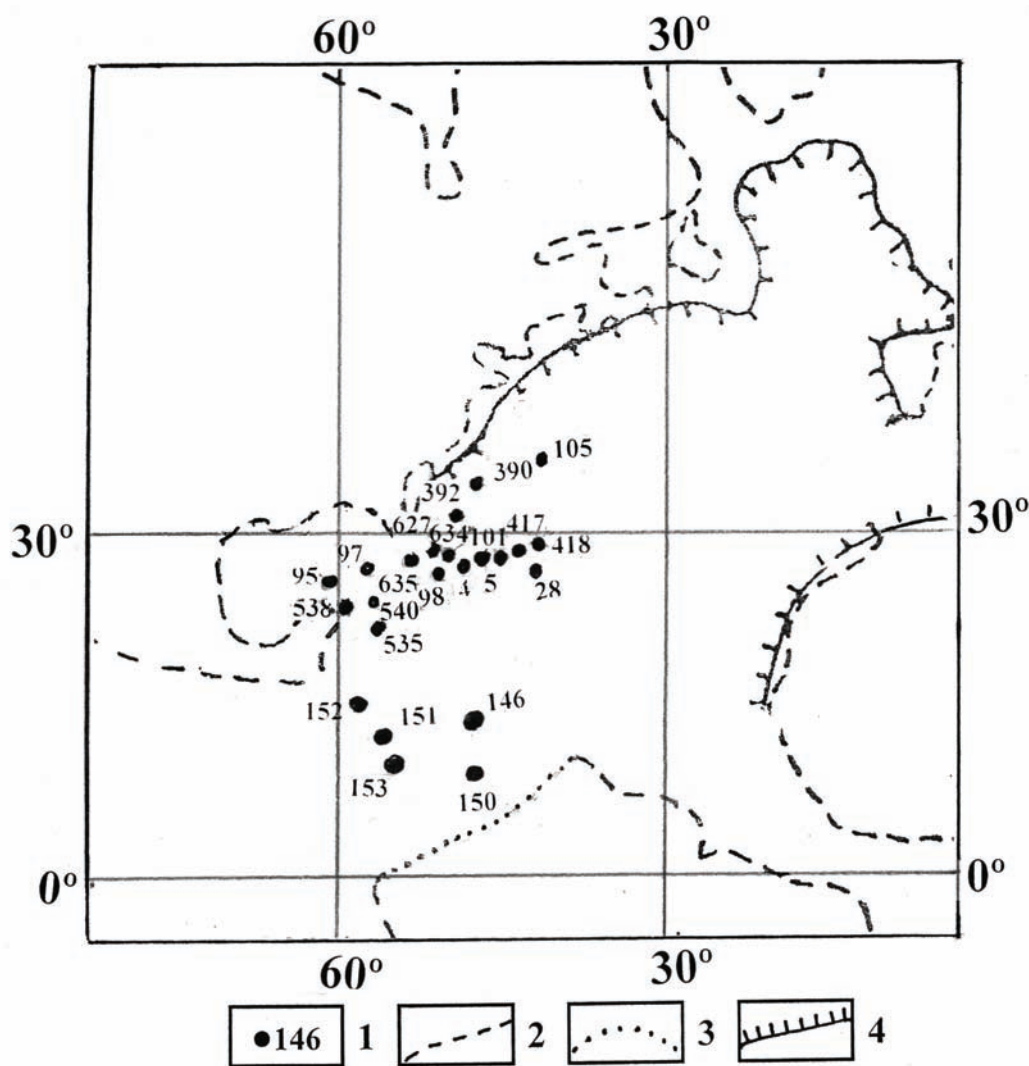


Рис. 1. Расположение изученных скважин в пределах Мексикано-Карибского региона:
1 – скважины глубоководного бурения; 2 – границы современных континентов;
3 – границы континентов в меловом периоде; 4 – границы шельфа

Отложения зоны Dicarinea concavata [9], включающие в себя верхи туронского, коньякский, основание сантонского ярусов и обогащенные раковинами ПФ, вскрыты восьмью разрезами (скважины 4, 5, 95, 146, 150, 151, 153, 538, 627) (рис. 1).

На протяжении всего разреза (рис. 2, б, в) видовой состав ПФ изменялся весьма не значительно. Несмотря на обилие фактического материала, реконструировать климатическую зональность удалось только для зоны Dicarinea concavata в целом. Для

остальных стратиграфических срезов позднего мела наши реконструкции выполнялись с гораздо большей степенью детальности. В районе Карибского моря господствовала промежуточная климатическая зона. В южной части акватории (скв. 146, 153) несколько усиливалось значение видов умеренной группы, что не характерно для низких широт. В Мексиканском заливе был развит теплобореальный тип танатоценоза. Южная граница бореальной зоны проходила через координаты скважины 627.

Верхнесантонские отложения (зона *Dicarinella asymerica* [9], обогащенные раковинами фораминифер, вскрыты в Мексикано-Карибском регионе семью скважинами глубоководного бурения (скв. 95, 98, 146, 150, 151, 538, 635) (см. рис. 1). Изучаемый регион характеризовался двумя климатическими зонами, промежуточной и бореальной. Южная граница последней, в нижней части зоны *Dicarinella asymerica*, проходила в Мексиканском заливе между скважинами 95 и 538. Вверх по разрезу эта граница становилась нечеткой, расплывчатой. В отложениях, вскрытых скважинами 146, 151 и 538, был развит переходный теплобореальный тип танатоценоза. Систематический состав ПФ в средней части зоны *Dicarinella asymerica* существенно изменился (рис. 2, в) – началось массовое вымирание представителей рода *Marginotruncana* и некоторых видов рода *Dicarinella*

В кампанских отложениях раковины ПФ были встречены в образцах из кернов скважин 4, 95, 98, 146, 152, 390, 392, 538, 627, 634 (см. рис. 1).

Весь материал картировался на пяти временных срезах, соответствующих [9] стратиграфическим зонам *Globotruncanita elevata*, *Globotruncna ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncna aegyptica*. Начало кампанского века сопровождалось некоторыми изменениями в видовом составе ПФ (рис. 2, в). Большую часть изучаемого региона по-прежнему занимала промежуточная зона. В танатоценозе господствовали виды субтропической группы, их раковины составляют 55–60% по численности. Соотношение видов умеренной и тропической групп незначительно колебалось. Вверх по разрезу систематический состав ПФ менялся очень плавно. Существенных климатических колебаний в течение кампанского века не наблюдалось. В верхних частях зон *Globotruncanita eleva* и *Globotruncna aegyptica* танатоценозы из отложений, вскрытых скважинами 390, 392, 627, 634, приобретали теплобореальный облик. Это свидетельствовало о локальных похолоданиях в северной части изучаемого региона.

Выводы. На основе анализа материалов океанических скважин и изучения литературных данных можно сказать, что климат в Мексикано-Карибском регионе был мягким и однородным. В течение поздне меловой эпохи резкая смена природных условий наблюдалась редко. Характеристики типов водных масс оставались постоянными на протяжении длительных временных интервалов. Постоянными оставались и биоценозы ПФ, сформировавшиеся в этих водных массах, и танатоценозы ПФ, выявленные в соответствующих отложениях. На большей части изученного региона был развит промежуточный тип танатоценоза.

Наиболее резкая смена систематического состава ПФ, вызванная, вероятно, изменениями условий окружающей среды, произошла на границе сеномантуронского века. В течение раннего и среднего турона было очень тепло. На большей части изучаемого региона господствовала тетическая зона. Менее значительные климатические колебания наблюдались в конце среднего турона, а также на верхних границах раннего и позднего сантона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00283-а).

Литература

1. Блюм Н.С., Соколова Е.А. Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 116–130.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
3. Копаевич Л.Ф., Соколова Е.А. Сравнение комплексов сантонских планктонных фораминифер из скважин Атлантического океана и некоторых эпиконтинентальных бассейнов Северного полушария // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 60–70.
4. Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам М.: ВИНТИ, 1998. № 1351-В 98. 174 с.
5. Соколова Е.А. Отражение климатической зональности кампана в Мировом океане по планктонным фораминиферам // МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 57–61.
6. Соколова Е.А. Климатическая зональность Атлантического и Индийского океанов в позднем туроне, кояке и сантоне по планктонным фораминиферам // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Под ред. В.В. Аркадьева, В.А. Прозоровского. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 102–110.
7. Соколова Е.А. Раннетуронское глобальное потепление в Атлантическом и Индийском океанах (по данным фораминиферного анализа) // Океанология. 2009. Т. 49, № 2. С. 734–741.
8. Bice K.L., Huber B.T., Norris R.D. Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse // *Paleoceanography*. 2003. Vol. 18, № 2. P. 1–11.
9. Robaszynski F., Caron M. Foraminifères planktoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. Geol. France*. 1995. Vol. 166, № 6. P. 681–692.
10. Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Amsterdam, 1991. № 87. P. 493–501.
11. Zakharov Y.D., Popov A.M., Shigeta Y. et al. New Maastriichtian oxygen and carbon isotope record: Additional evidence for warm low latitudes // *Geosciences Journal*. 2006 Vol. 10, № 3. P. 339–359.

ПАЛЕОБИОЦЕНОЗЫ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО РИФЕЯ В СТРАТОТИПЕ ЮЖНОГО УРАЛА

А.М. Станевич¹, В.И. Козлов², В.Н. Пучков², Т.А. Корнилова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Институт геологии Уфимского НЦ РАН, г. Уфа, Башкирия

Позднедокембрийские разрезы Южного Урала являются стратотипом рифея. Первые микрофоссилии (М) были описаны С.Н. Наумовой в 1951 г., а первую обстоятельную микрофитологическую характеристику рифейской последовательности дал Т.В. Янкаускас [1]. Впоследствии она дополнялась находками других исследователей. Последние обобщения по органостенным микрофоссилиям рифея Южного Урала включают как новые данные, так и критический пересмотр предшествующих [2, 3]. По основным публикациям в разрезах раннего рифея описано 33 видовых таксона органостенных М, в разрезах среднего рифея – 39. Наиболее богатые и интересные местонахождения присутствуют в отложениях позднего рифея. Из них в общем описано более 115 таксонов, часть из простоустроенных форм которых известна в разрезах раннего и среднего рифея. Здесь появляются сложные цианобактериальные формы и акритархи *Aimia* Herm., *Caudosphaera* Tim. et Herm., *Trachyhystrichosphaera* Tim. et Herm. и др., известные своим появлением, как правило, не древнее 1 000 млн лет.

Основной задачей практически всех отечественных микрофитологических исследований считается определение возрастного диапазона распространения характерных таксонов для последующих межрегиональных коррелятивных построений. Вместе с тем сегодня отчетливо видна давно наметившаяся тенденция, допускающая более раннее появление ряда сложностроенных М, многим из которых придавалось значение позднерифейских, вендских и даже нижнепалеозойских маркеров. Из многих примеров можно привести формы родов *Simia* Mikh. et Jank., *Valeria* Jank., которые характеризовали вначале только позднерифейские слои, а сейчас известны в других регионах начиная с раннего рифея. Поэтому следует признать малую коррелятивную эффективность большинства таксонов докембрийских акритарх, возрастное распространение которых известно в широком временном интервале или остаётся мало выявленным. Анализируя таксономический состав Уральских разрезов и сравнивая его с ассоциациями позднего докембрия сибирских разрезов, можно сказать, что ранне- и среднерифейские наборы М стратотипа уступают по сложности форм сибирским и практически не имеют коррелятивных критериев в пределах позднего докембрия.

В мировой микрофитологии основной проблемой является реконструкция систематической принадлеж-

ности докембрийских морфотипов. С этих позиций подавляющая часть известных таксонов стратотипа рифея, исключая хорошо изученные цианобактериальные формы, относится к акритархам. Система акритарх, как известно, была предложена в 1963 г. для классификации филогенетически неопределенных микроостатков. Вместе с тем большинство микрофитологов согласны с утверждением, что многие из сложноорганизованных акритарх, скорее всего, представляют собой остатки эукариотных организмов, вероятнее всего, грибов или водорослей. Результаты эволюционных исследований указывают на предпочтительность интерпретации части позднедокембрийских акритарх как предков бурых, зеленых или красных водорослей. Известные биологические реконструкции, полученный раньше и новый материал из отложений среднего и позднего рифея Южного Урала позволяют наметить морфологические группы акритарх, которые предварительно можно сравнить с определенными группами бактерий и водорослей.

Нами обработано около 40 проб из отложений среднего (авзянская, зигазино-комаровская свиты) и позднего (зильмердакская, инзерская, укская свиты) рифея. Из двух среднерифейских свит описано соответственно 6 и 2 вида. Из зильмердакской свиты описано 10 видов, из инзерской – 20 видов, из укской – 28 видов. Различие в количестве хорошо коррелируется с различием в типах опробованных терригенных отложений среднего и позднего рифея. Первые представлены углеродсодержащими сланцами, образующимися в относительно глубоководных и застойных условиях. Можно сказать, что этими условиями, а не возрастными различиями определяется морфологическое и таксономическое несходство среднерифейской и позднерифейской ассоциаций. Опробованные отложения позднего рифея, в особенности инзерской и укской свит, представлены алевропелитами и, судя по значительному количеству форм цианобактерий, формировались более или менее синхронно со строматолитовыми мелководными карбонатами. Фотически благоприятные условия способствовали как развитию цианобактериальных сообществ, так и водорослевым биоценозам. Все ассоциации М объединяет наличие форм *Leiosphaeridia* Eis. Отличие заключается только в том, что формы этого рода из среднерифейских углеродсодержащих отложений мелкие и темные. И по отношению к позднерифейскому материалу достаточно редки в пробах. Также для среднерифейской ассоциации характерны

мелкие формы, сохраняющие объём при литификации [4]. Среди них *Bavlinella* Scher. и *Octoedryxium* Rud., известные раньше в мире только с позднерифейских отложений. Палеобиологически они сопоставляются с сульфатредуцирующими и аэробными серными бактериями соответственно [4].

В полученных нами позднерифейских ассоциациях большинство составляют известные из этих отложений формы [3]. Это разнообразные виды *Leiosphaeridia* Eis. и другие акритархи, простые и сложные цианобактериальные формы. В зильмердакской свите встречена объёмная форма *Retiforma* Mikh., известная раньше только в венде. Кроме известной раньше *Trachyhystrichosphaera parva* Mikh., в зильмердакской и инзерской свитах описаны средних и крупных размеров акритархи с крупными (до 35 мкм) треугольными и лопастеподобными выростами, которые, скорее всего, принадлежат новому роду. Палеобиологическая принадлежность многих уральских акритарх, известных во многих разрезах мира остаётся во многом непознанной. Как показано раньше, формы *Leiosphaeridia* Eis. и др., совместно с тканевыми остатками, повсеместно известные, по крайней мере, с низов мезопротерозоя, можно отнести к бурым водорослям, имеющим, видимо, прибрежный факультативно бентосный образ жизни [4]. находка *Retiforma* Mikh. наталкивает на предположение о существовании в зильмердакское время планктона зеленых водорослей, описанного из жуинского горизонта Прибайкалья [4]. В инзерской и укской свите присутствуют *Leiosphaeridia kulgunica* Jank., *Scaphyta eniseica* Tim. и формы, схожие с *Lophosphaeridium insuetum* Stan. Эти таксоны входят в состав морфологического ряда акритарх дебенгдинской свиты, который был сопоставлен с конъюгатными зелеными водорослями, имеющими половое размножение [5].

Следует отметить, что большинство местонахождений акритарх и крупных растительных остатков имеет, скорее всего, аллохтонную природу. Алевропелиты, их содержащие, имеют разную глубину образования и сформированы при гидродинамически спокойном состоянии палеобассейна, когда создаются условия для осаждения и захоронения органогенного материала. Формы последнего могут иметь разную природу. В позднем докембрии сюда, видимо, входят планктон водорослей и оторвавшаяся часть при-

брежного бентоса, включая водоросли, грибы и цианобактериальные формы фитолитовых карбонатов. Автохтонным в терригенных отложениях нижней части шельфа и глубже видимо, можно считать лишь мелкие формы придонного бактериального бентоса и, вероятно, мелководных грибов.

Таким образом, во многих случаях, и это хорошо видно из вышеизложенного, таксономические расхождения палеобиот разных свит обуславливаются разными обстановками осадконакопления и, как следствие, разного типа биоценозами, приуроченных к этим обстановкам. Это в меньшей мере относится и к микрофитопланктону, большая часть которого деструктурируется по пути к захоронению в относительно глубоководных зонах палеобассейна с застойным типом седиментации. Известный и вновь полученный материал показывает, во-первых, богатство рифейской жизни и перспективы новых находок. Во-вторых, вероятность построения морфологических рядов акритарх, предположительно соответствующих циклам развития представителей крупных таксонов растительного мира. И, наконец, возможность выявления эволюционных трендов возрастной морфологической изменчивости в пределах этих крупных таксонов в докембрии.

Литература

1. Янкаускас Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1982. Вып. 368. С. 84–120.
2. Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 9. С. 20–36.
3. Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии типового разреза верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 20–45.
4. Станевич А.М., Немеров В.К., Чамта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.
5. Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А. и др. Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 1. С. 23–40.

РОЛЬ СРЕДЫ В КРИЗИСНОМ ИЗМЕНЕНИИ БИОТЫ НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.П. Твердохлебов, Г.И. Твердохлебова

Саратовский государственный университет, г. Саратов, Россия

Юго-восток Восточно-Европейской платформы обладает весьма полными разрезами верхней перми

и нижнего триаса. Они охарактеризованы богатыми комплексами тетрапод, рыб, остракод и являются от-

личной моделью для исследования самого крупного в истории Земли биотического кризиса на рубеже палеозоя и мезозоя. Результаты различных этапов исследования этой модели были опубликованы ранее [3–9].

Можно считать установленным, что переход от палеозоя к мезозою и развитие кризиса биоты были сложными и многоступенчатыми. При определении причин возникновения биотического кризиса в основном называются две.

Первая заключается во внутренних биотических и биоценологических закономерностях развития, при этом абиотическим событиям отводится косвенная роль «спускового механизма», повода для развития и углубления кризиса [2].

Вторую и, на наш взгляд, наиболее значимую, сформулировал Н.М. Чумаков: «Климат, благодаря своей непрерывной и порой стремительной изменчивости, является для биоты постоянным источником стресса, порой очень сильного, который влияет и на направление естественного отбора, и на частоту генетических стрессовых мутаций» [1]. При этом на изменения биоценозов на отдельных этапах влияние различных процессов было неодинаковым.

Соотношение различных факторов, вызывающих изменения палеоэкосистем, можно подразделить на три группы. Если главной причиной наиболее крупных перестроек биогеоценозов, затрагивающих многие группы организмов, являются изменения климата, то такие события относятся к *климатически обусловленным* [1]. При *климатически спровоцированных* событиях изменения климата служили лишь толчком, а причиной их начала были внутренние биологические процессы. *Климатически подготовленные* события происходят при медленных изменениях климата, которые только подготавливают для них условия. И, наконец, палеоэкосистемные перестройки вызываются эволюционными биотическими причинами, но в чистом виде они чаще всего затрагивают какую-либо отдельную группу фауны и мало зависят от изменения среды. Анализ развития биоты, изменений климата и ландшафтов позволил выделить четыре этапа развития кризиса на рубеже перми и триаса.

Началом *первого этапа* кризисных изменений можно считать границу уржумского и северодвинского горизонтов. На юго-востоке европейской части России в северодвинское время вместе аридизацией произошло сокращение и дробление водных бассейнов, унаследованных с казанского века, приведшие к редукции прибрежных экотон. Ненарушенная экосистема уржумского времени с большим числом экологических ниш с логнормальным распределением таксонов сменилась асимметричной, сдвинутой в сторону водного сообщества северодвинской экосистемой. Здесь несомненно влияние смены ландшафтно-климатических условий, которые послужили толчком к активизации внутренних биологических процессов. Этот этап можно отнести к *климатически спровоцированным*, весьма глубокие

изменения здесь наблюдаются во многих группах фауны.

Второй этап относится к рубежу северодвинского и вятского времени, он характеризуется унаследованностью структуры сообществ фауны позвоночных и в то же время значительным обновлением семейственного состава тетрапод, здесь теряются четыре и появляются пять новых семейств. При этом ландшафтно-климатические изменения менее масштабны по сравнению с предыдущим этапом, намечается постепенное увеличение аридизации и сокращение стабильных водоемов. События данного этапа можно со всем основанием отнести к *климатически подготовленным*, отчасти к *внутренним эволюционно-биотическим*.

Четко выделяется, несмотря на кратковременность существования, *третий этап*, занимающий самый конец вятского – вязниковское время. Заметное повышение аридности, усиление сезонной контрастности, активизация Урала привели к весьма быстрой смене ландшафтов. Значительные изменения произошли в составе фауны позвоночных, полностью вымерли парейазавры и горгонопсы – основной компонент предшествующего соколковского комплекса, появились первые архозавры, во всем мире известные лишь с начала триаса. События этого времени, повлекшие столь радикальные изменения фауны тетрапод, можно с долей условности отнести к *климатически спровоцированным*. Биотические причины определили основное направление событий. Вязниковское наземное сообщество моделирует структуру триасовых текодонтово-дицинодонтовых сообществ. Однако ландшафтно-климатические изменения того времени настолько значительны, что по сути эти события близки к *климатически обусловленным*.

Четвертый этап кризиса позднепермской биоты приходится на рубеж перми и триаса, где он достигает максимума. Начало эволюционных преобразований тетраподовых сообществ вязниковского времени было резко прервано кризисными событиями. За весьма короткий промежуток времени произошло массовое вымирание пермских тетрапод, и ранне-триасовые фауны на родовом и видовом уровнях не имеют с ними общих форм (рис. 1). Распад сообщества был настолько глубок, что его структура смогла восстановиться лишь в среднем триасе. К этому времени относится пик аридности климата, полное опустынивание ландшафтов, начало складко- и горообразования Урала. Столь резкие изменения экосистемы несомненно являются *климатически обусловленными*.

Развитие экосистем посткризисной эпохи также имело ступенчатый характер и проходило поэтапно. При несомненно определяющем эволюционно-биологическом факторе развитие экосистем во многом было связано с ландшафтно-климатическими условиями, значение которых было особенно велико на начальных этапах восстановительного периода.

Начало посткризисной эпохи характеризуется кратковременной экспансией aberrantных форм пермского происхождения. Сообщества тетрапод раннекопанского времени крайне бедны и однообразны, представлены почти исключительно водными формами, многие экологические ниши оставались незаполненными.

В это время отмечается максимальная, зафиксированная в отложениях, аридность климата. На огромных пространствах господствовали пустынные

и полупустынные ландшафты с эоловыми формами рельефа и разнообразными бессточными впадинами. В Предуралье накапливался предгорный пролювий – отложения alluvial fans.

Со второй половины копанского времени и далее на протяжении всего ветлужского (старицкого и кзылсайского) времени аллювиальная седиментация охватывала весь юго-восток Европейской России, несмотря на это, в течение всего ветлужского времени сохранялась довольно жесткая аридность.

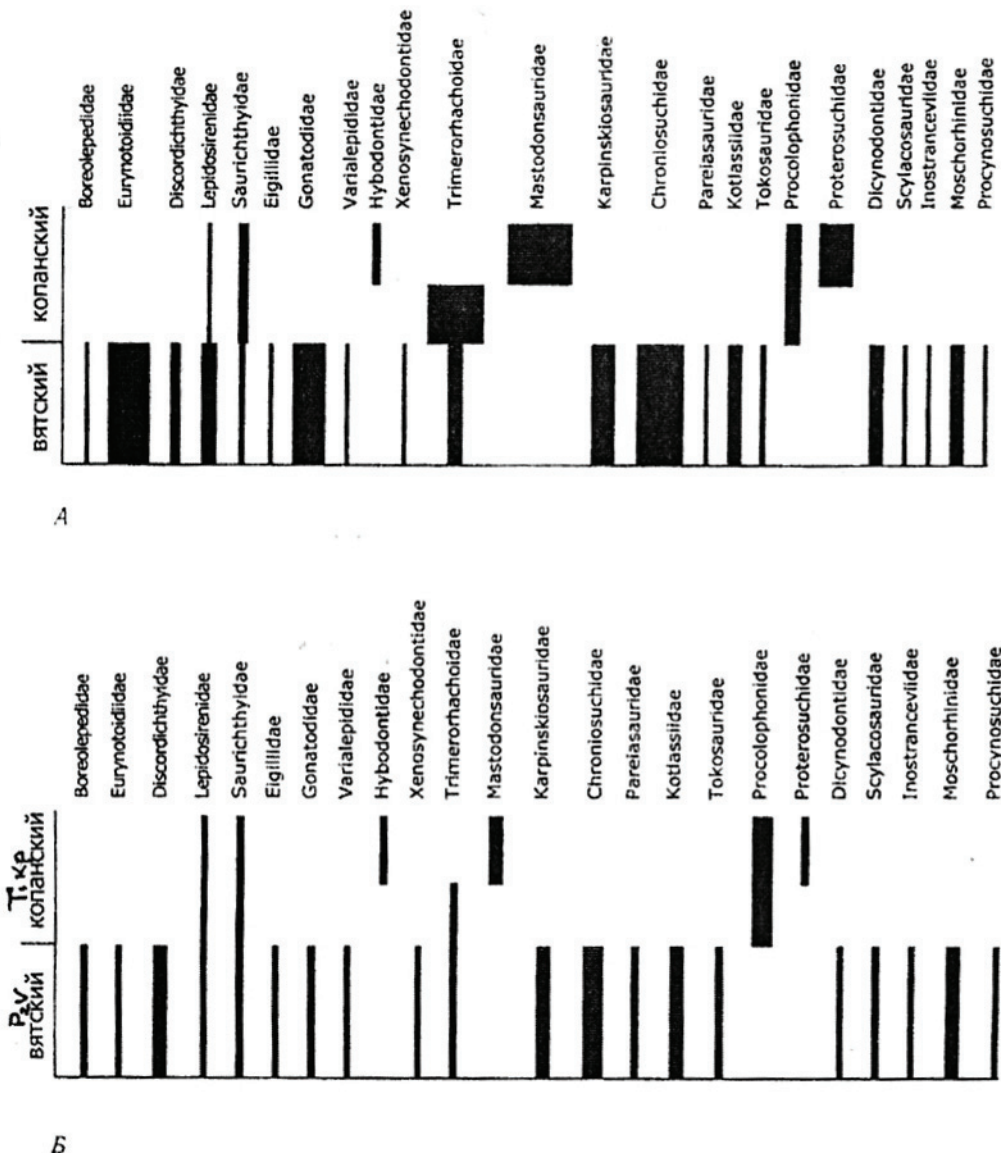


Рис. 1. Диаграмма количественного соотношения находок семейств позвоночных в вятских (поздняя пермь) и копанских (ранний триас) отложениях: А – число находок; Б – число семейств

Из остатков позвоночных преобладающими являлись тетраподы водного ряда, главным образом лабиринтодонты. В целом структура сообществ отличается высокими значениями индекса доминирования и соответствует логарифмическому распределению с резко выраженным преобладанием водных форм [7: 7. Рис. 2].

Весьма заметную роль в восстановительном периоде развития экосистем сыграл яренский (пе-

тропавловский) этап. В это время произошло значительное снижение аридности климата, чему, помимо глобальных факторов, способствовала трансгрессия моря со стороны Прикаспия. В яренское время впервые сформировались устойчивые прибрежные биотопы, достаточные для существования крупных, относительно ветлужских, форм позвоночных. Таксономическое разнообразие позвоночных резко возрас-

тает по сравнению с ветлужским, однако по-прежнему остается сильно обедненным, не достигая уровня самых бедных позднепермских сообществ.

Среднетриасовая (донгузская и букобайская) фауна значительно отличается от всех предшествующих триасовых фаун. В это время оказались заполненными все экологические ниши, включая крупных растительноядных и хищников. Впервые наземное сообщество по количеству родов превысило водное более чем в три раза. Отмечается широкое и повсеместное развитие прибрежных экотонных, способных вместить весь размерный спектр растительноядных и хищных форм. Графическое отображение структуры сообщества соответствует логнормальному, что свидетельствует о полном восстановлении нормального функционирования экосистем в среднем триасе.

Расцвету среднетриасовых экосистем юго-востока Европейской России способствовали смена аридных условий субгумидными, большое разнообразие ландшафтов, включающих разветвленную сеть озерно-дельтовых и речных систем, появление обильной растительности.

В среднем триасе закончился длительный этап формирования аридных и семиаридных красноцветных формаций на территории Восточно-Европейской платформы.

Литература

1. *Климат* в эпохи крупных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова // Тр. ГИН РАН. М.: Наука, 2004. В. 550. 299 с.
2. *Сенников А.Г.* Глобальный биотический кризис на границе перми и триаса: его характер и последствия

// Доклады Всероссийского совещания «Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы». Казань: Изд-во Казан. унта, 2004. С. 60–63.

3. *Твердохлебов В.П.* Континентальные аридные формации востока Европейской России на рубеже палеозоя и мезозоя: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Саратов: СГУ, 1996. 57 с.
4. *Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Маврин К.А.* Геодинамика юго-востока Русской плиты на рубеже палеозоя и мезозоя // Тез. докл. международн. конференции «Проблемы геодинамики и минералогии Восточно-Европейской платформы». Воронеж, 2002. С. 90–91.
5. *Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Сурков М.В.* Континентальные палеоэкосистемы рубежа палеозоя и мезозоя (раннетатарское-уржумское время) на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 2. С. 10–15.
6. *Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Сурков М.В.* Континентальные палеоэкосистемы рубежа палеозоя и мезозоя, позднеататарское (северодвинское и вятское) время. Юго-восток Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2006. № 1. С. 3–12.
7. *Твердохлебов В.П., Сурков М.В., Твердохлебова Г.И.* Континентальные палеоэкосистемы рубежа палеозоя и мезозоя. Поздневятское-вязниковское и раннекопанское время. Юго-восток Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 3–10.
8. *Твердохлебов В.П., Сурков М.В., Твердохлебова Г.И.* Континентальные палеоэкосистемы рубежа палеозоя и мезозоя. Посткризисный этап. Ранний и средний этап, юго-восток Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 6–15.
9. *Benton M.J., Tverdokhlebov V.P., Surkov M.V.* Ecosystem remodeling among vertebrates at the Permian-Triassic boundary in Russia // Nature. 4 November 2004. Vol. 432. P. 97–100.

ПАЛИНОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РОДА *RHINANTHUS* L., 1753

З.Н. Цымбалюк

Институт ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины, г. Киев, Украина

Род *Rhinanthus* L. насчитывает около 50 видов, распространенных в основном в умеренной Евразии и Северной Америке [2]. Во флоре бывшего СССР род представлен 25 видами [1]. Во флоре европейской части СССР приводится 13 видов [2]. В Украине отмечено около 14 видов рода [13]. Согласно системе А.Л. Тахтаджяна [6, 17] род *Rhinanthus* принадлежит к сем. *Scrophulariaceae* Juss., подсем. *Rhinanthoideae*, трибе *Rhinantheae*. В настоящее время в построении новых классификаций все чаще используются данные, полученные на основании молекулярно-филогенетических методов. Согласно молекулярно-филогенетическим данным род *Rhinanthus* включают в сем. *Orobanchaceae* Vent. [14, 15, 18]. Обработку рода *Rhinanthus* проводи-

ли многие исследователи. И.Т. Васильченко [1] и R. de Soo, D.A. Webb [16] признают 5 секций рода. Л.И. Иванина [2] объединяет все виды флоры Восточной Европы (в пределах СССР) в 3 секции.

Сведения о пыльцевых зернах рода *Rhinanthus* немногочисленны. Имеются краткие характеристики отдельных видов *Rhinanthus* [5, 6, 9, 12 и др.]. В световом и сканирующем электронном микроскопах изучены пыльцевые зерна *R. angustifolius* [10] и *R. crista-galli* [11].

Целью настоящего исследования являлось изучение пыльцы представителей рода *Rhinanthus* для уточнения их морфологических (в первую очередь диагностических) признаков, а также для выяснения возможности использования их для решения некоторых вопросов систематики.

Материал и методика

Для палиноморфологических исследований были использованы гербарные материалы. Образцы пыльцы отобраны в гербарии Института ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины (Киев, Украина; *KW*).

Для исследования в световом микроскопе (СМ, Biolar) материал обрабатывали по общепринятому ацетолитному методу [8]. Для изучения с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ, JSM-6060LA) материал наносили на специальные

столики, фиксировали в 96%-ном этаноле и напыляли золотом в вакуумной установке. Изучены пыльцевые зерна (п. з.) 9 видов рода *Rhinanthus*, произрастающих на территории Восточной Европы. При описании пыльцы использована терминология [3, 7]. Коллекция препаратов, микрофотографии пыльцевых зерен (СМ и СЭМ) и список изученных образцов хранятся в палинотеке Национального гербария Института ботаники им. Н.Г. Холодного НАН Украины. Виды в таблице расположены согласно системе, принятой Л.И. Иваниной [2].

Признаки пыльцевых зерен рода *Rhinanthus*

Название вида	П. о., мкм	Э. д., мкм	Д. ак., мкм	Ш. мк., мкм	Ш. бор., мкм	Толщ. экз., мкм
Секция 1. <i>Rhinanthus</i>						
<i>R. minor</i> L.	27,9–37,2	22,6–33,2	5,3–9,3	22,6–27,9	2,4–4,0	1,1–1,6
Секция 2. <i>Anoectolemus</i> Chab.						
<i>R. alpinus</i> Baumg.	27,9–38,5	25,3–34,6	6,6–9,3	22,6–26,6	2,4–4,0	1,1–1,6
Секция 3. <i>Cleistolomus</i> Chab.						
<i>R. major</i> Ehrh.	31,9–41,2 (45,2)	27,9–35,9	6,6–9,3	26,6–30,6	2,4–4,0	1,1–1,6
<i>R. vassilczenkoi</i> Ivanina & Karasjuk	29,3–37,2	25,3–34,6	6,6–9,3	22,6–26,6	2,0–2,4	1,3–1,6
<i>R. vernalis</i> (Zing.) Schischk. & Serg.	(29,3) 30,6–39,9 (43,9)	(19,9) 22,6–35,9 (37,2)	5,3–7,9 (9,3)	19,9–30,6	2,7–5,3	1,3–2,0
<i>R. apterus</i> (Fr.) Ostenf.	30,6–41,2	22,6–33,2	5,3–9,3	26,6–33,2	2,0–2,7	1,1–2,0
<i>R. cretaceus</i> Vass.	34,6–42,5	25,3–35,9	5,3–6,6	19,9–27,9	4,0	1,1–2,0
<i>R. serotinus</i> (Schoenh.) Oborny	30,4–39,9	25,3–35,9 (37,2)	7,9–13,3	23,9–33,2 (34,6)	2,0–2,7	1,3–2,0
<i>R. songaricus</i> (Sterneck) Fedtsch.	31,9–46,5	(19,9) 21,3–29,3 (33,2)	5,3–6,6	26,6–31,9 (33,2)	2,0–2,7	1,3–2,0

Примечание. П. о. – полярная ось; э. д. – экваториальный диаметр; д. ак. – диаметр апокольпиума, ш. мк. – ширина мезокольпиума, ш. бор. – ширина борозды; толщ. экз. – толщина экзины.

Результаты исследований и обсуждение

Результаты промеров представлены в таблице.

Полученные данные показали, что все изученные виды рода *Rhinanthus* имеют 3-бороздные пыльцевые зерна. Форма непостоянна, в одном и том же образце выявлено эллипсоидальные (рис. 1, 4), сфероидальные (рис. 1, 5) и сплюсненно-сфероидальные пыльцевые зерна. И только у *R. vassilczenkoi* и *R. songaricus* (рис. 1, 4) они эллипсоидальные. В очертании п. з. с полюса слабо-3-лопастные (рис. 1, 6), с экватора эллиптические, широкоэллиптические, округлые, реже овальные.

Для рода характерны пыльцевые зерна средних размеров, полярная ось составляет 27,9–46,5 мкм, экваториальный диаметр – (19,9) 22,6–35,9 (37,2) мкм. Самые крупные пыльцевые зерна характерны для *R. songaricus*. Борозды длинные, 2,0–5,3 мкм шириной, с нечеткими, неровными краями, сужающимися к заостренным концам (рис. 1, 7). Бороздные мембраны зернистые.

Экзина тонкая, 1,1–2,0 мкм толщиной, покровно-столбиковая. При изучении в СМ виден тонкий покров и нечеткие или слабо заметные столбики. Эндэксина сливается с подстилающим слоем.

Пыльцевые зерна изученных видов рода *Rhinanthus* имеют разные типы скульптуры: морщинистый, морщинисто-ямчатый и переплетенно-мелкосетчатый. У п. з. *R. vassilczenkoi* (рис. 1, 1) и *R. serotinus* скульптура морщинистая, у п. з. *R. major* – морщинисто-

ямчатая (рис. 1, 2), у п. з. *R. minor* (рис. 1, 3), *R. alpinus* и *R. songaricus* – переплетенно-мелкосетчатая. Пыльцевые зерна других видов характеризуются переходными типами скульптуры. Так, п. з. *R. vernalis* и *R. cretaceus* имеют морщинистую и переплетенно-мелкосетчатую скульптуру, п. з. *R. apterus* – морщинистую и морщинисто-ямчатую. Скульптура бороздных мембран зернисто-бугорчатая (рис. 1, 1).

Полученные данные свидетельствуют, что пыльцевые зерна всех изученных видов рода *Rhinanthus* сходны по типу апертур, размерам зерен и толщине экзины. Отличительные особенности по характеру скульптуры и деталям строения борозд в комплексе можно использовать как дополнительные таксономические признаки в систематике рода.

Мы сопоставили палиноморфологические данные с системами рода *Rhinanthus*. Согласно системе, принятой И.Т. Васильченко [1] и Л.И. Иваниной [2] изученные виды рода *Rhinanthus* представляют три секции. Пыльцевые зерна представителей секций *Rhinanthus* (*R. minor*) и *Anoectolemus* (*R. alpinus*), в понимании Л.И. Иваниной [2], характеризуются сходным переплетенно-мелкосетчатым типом скульптуры. В системе же И.Т. Васильченко [1] эти виды объединяются в секцию *Minores*, что подтверждается и палиноморфологическими особенностями. Пыльцевые зерна секции *Cleistolomus* [2] (= *Glabri* [1]), в частности *R. songaricus* и до некоторой степени *R. vernalis* и *R. cretaceus*, проявляют сходство по

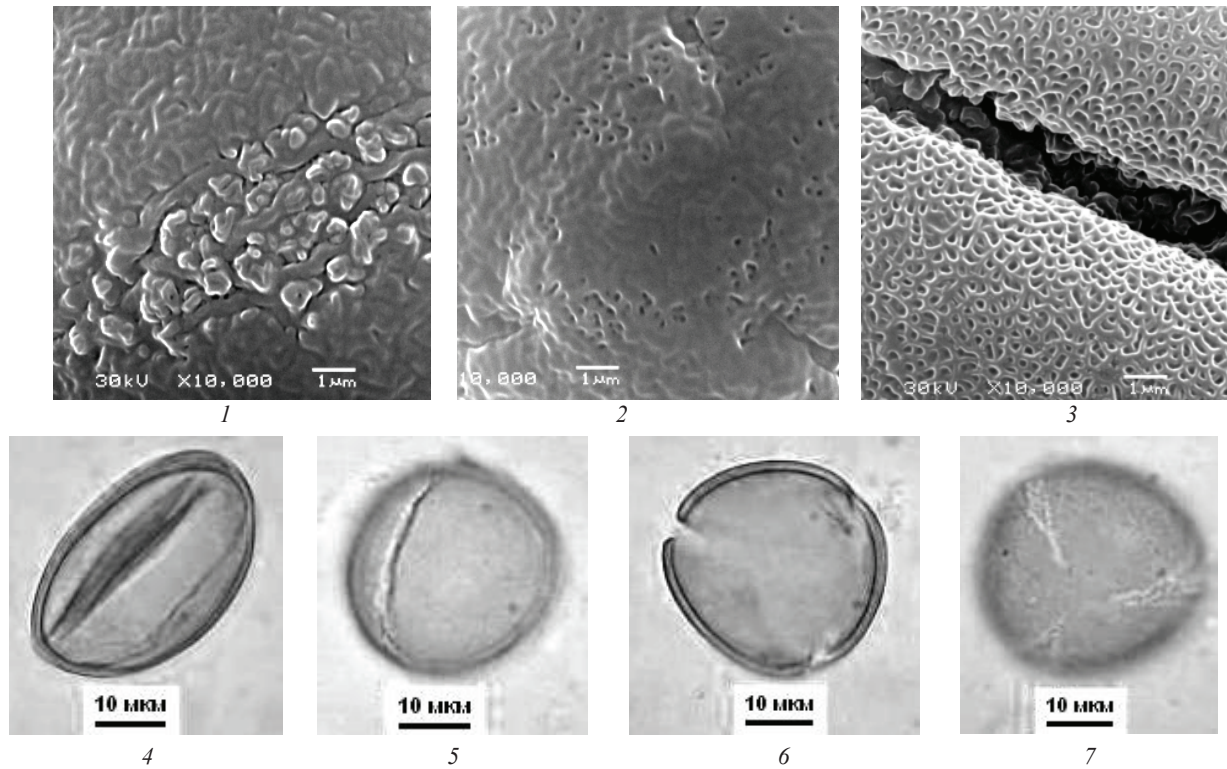


Рис. 1. Пыльцевые зерна рода *Rhinanthus*: 1 – *R. vassilczenkoi* (морщинистая скульптура); 2 – *R. major* (морщинисто-ямчатая); 3 – *R. minor* (переплетенно-мелкосетчатая); 4 – *R. songaricus*; 5 – *R. serotinus*; 6 – *R. apterus*; 7 – *R. vernalis*; 1–3 – СЭМ; 4–7 – СМ

характеру скульптуры с п. з. предыдущих секций. Однако среди п. з. этих видов имеются некоторые отличия, а именно: п. з. *R. songaricus* имеют эллипсоидальную форму, в то время как п. з. *R. vernalis* и *R. cretaceus* – эллипсоидальную, сфероидальную и сплюсненно-сфероидальную. Пыльцевые зерна *R. vernalis* имеют самые широкие борозды.

Пыльцевые зерна других видов секции *Cleistolomus* [2], в частности *R. vassilczenkoi* и *R. serotinus*, характеризуются морщинистой скульптурой и проявляют сходство с п. з. *R. apterus* и в некоторой степени *R. major*. Последний вид согласно системе, принятой И.Т. Васильченко [1], принадлежит к секции *Hirsuti*, однако такое разделение не находит подтверждения по палиноморфологическим данным.

Установлено, что пыльцевые зерна рода *Rhinanthus* характеризуются 3-борздным типом апертур и морщинистым, морщинисто-ямчатым и переплетенно-мелкосетчатым типами скульптуры. Прежде всего, следует отметить невысокую ценность характера скульптуры пыльцевых зерен, поскольку п. з. некоторых видов имеют переходные типы. С другой стороны, близкие виды отличаются между собой по комплексу палиноморфологических признаков, который включает форму п. з., детали строения скульптуры и апертур. Комплекс особенностей п. з. можно использовать как дополнительные таксономические признаки в систематике рода *Rhinanthus*. Палиноморфологические данные частично согласуются с системами, принятыми И.Т. Васильченко [1] и Л.И. Иваниной [2].

Литература

1. Васильченко И.Т. Погремок – *Rhinanthus* L. // Флора СССР. М.; Л.: АН СССР, 1955. Т. 22. С. 659–685.
2. Иванина Л.И. Погремок – *Rhinanthus* L. // Флора европ. части СССР. Л.: Наука, 1981. С. 300–309.
3. Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1972. Т. 1. 170 с.
4. Северова Е.Э. Ультраскульптура пыльцевых зерен норичниковых в связи с филогенией и таксономией семейства // Материалы X Моск. совещ. по филог. раст. / Под ред. проф. Л.И. Лотовой и проф. А.П. Меликяна. М.: Изд-во секц. ботан. Моск. о-ва испыт. природы и каф. морф. и сист. высш. раст. МГУ, 1999. С. 149–151.
5. Северова Е.Э. Палиноморфология семейства *Scrophulariaceae* // Акт. пробл. палинол. на рубеже третьего тысячелетия: Тез. докл. IX Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 263–264.
6. Тахтаджян А.Л. Система магнолиофитов. Л., 1987. 439 с.
7. Токарев П.И. Морфология и ультраструктура пыльцевых зерен. М.: Т-во научн. изд. КМК, 2002. 51 с.
8. Erdtman G. Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms. Stockholm: Almqvist & Wiksell, 1952. 539 p.
9. Faegri K., Iversen J. Textbook of pollen analysis. Oxford: Blackwell, 1964. 237 p.
10. Inceoğlu Ö. Pollen grains in some Turkish *Rinanthaeae* (*Scrophulariaceae*) // Grana. 1982. Vol. 21. P. 83–96.
11. Minkin J.P., Eshbaugh W.H. Pollen morphology of the *Orobanchaceae* and rhinanthoid *Scrophulariaceae* // Grana. 1989. Vol. 28. P. 1–18.
12. Moore P.D., Webb J.A. An illustrated guide to pollen analysis. London: Sydney; Auckland; Toronto, 1983. 133 p.

13. Mosyakin S.L., Fedoronchuk M.M. Vascular plants of Ukraine. A nomenclatural checklist. Kiev, 1999. xxiv. 345 p.
14. Olmstead R.G., DePamphilis C.W., Wolfe A.D. et al. Disintegration of the *Scrophulariaceae* // Amer. J. Bot. 2001. Vol. 88, № 2. P. 348–361.
15. Oxelman B., Kornhall P., Olmstead R.G., Bremer B. Further disintegration of the *Scrophulariaceae* // Taxon. 2005. Vol. 54. P. 411–425.
16. Soo R. de, Webb D.A. *Rhinanthus* L. // Flora Europaea. 1972. Vol. 3. P. 276–280.
17. Takhtajan A.L. Diversity and classification of flowering plants. New York: Columbia Univ. Press, 1997. 663 p.
18. Tank D.C., Beardsley P.M., Kelchner S.A., Olmstead R.G. Review of the systematics of *Scrophulariaceae* s.l. and their current disposition // Austral. Syst. Bot. 2006. Vol. 19. P. 289–307.

ПЫЛЬЦА ЦИКАДОФИТОВ И ГИНКГОВЫХ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ РАННЕГО МЕЛА

А.С. Шуклина

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Данные о растительности прошлого широко используются в палеоклиматических реконструкциях. При этом для кайнозоя применим актуалистический подход на основании экологических характеристик таксономически близких современных форм. Для мезозоя этот подход в большинстве случаев неприменим. Здесь на первый план выдвигается морфологический и фитогеографический анализ форм, потенциально имеющих индикаторное значение. Так, относительное содержание цикадофитов, наиболее термофильной группы мезозойских растений во флорах юры и раннего мела, рассчитывается как цикадофитовый индекс, характеризующий температурные условия [2]. В палинологии применение цикадофитового индекса проблематично, поскольку однобороздная пыльца, относимая к цикадофитам, не имеет четких морфологических отличий от того же типа пыльцы, принадлежащей другим порядкам голосеменных. Растения продуцировавшие дистально-однобороздную пыльцу, относимую по формальной классификации к морфотипу *Ginkgocycadophytus*, принадлежат к гинкговым, цикадовым и беннетитовым. Такое сходство пыльцевой морфологии может объясняться филогенетической близостью этих групп или же имеет конвергентную природу. Судя по палеогеографическому распространению, гинкговые, в отличие от цикадовых, были доминантами умеренной растительности. Как климатический показатель они противоположны цикадофитам. В силу этого большое значение для палеоклиматологии приобретает различие морфологически сходной пыльцы гинкговых и цикадофитов, формально объединяемых в морфотаксон *Ginkgocycadophytus*. В настоящей работе предпринята попытка повысить достоверность палинологических данных с помощью электронной микроскопии пыльцевых зерен палеоклиматически значимых таксонов.

Материалом для исследований послужили дисперсные пыльцевые зерна *Ginkgocycadophytus* spp. из палинологических спектров баррем-альбских отложений мыса Клыкова (Раздольненский бассейн,

Южное Приморье). Штуфы породы были обработаны на спорово-пыльцевой анализ по общепринятой методике [4]. Пыльцевые зерна диагностировались с помощью светового микроскопа ЛОМО МИКМЕД 2, извлекались иглой под бинокляром МБС 10. Затем извлеченные пыльцевые зерна заключались в смесь эпоксидных смол [5]. Ультратонкие срезы были получены с помощью ультратома на кафедре высших растений МГУ им. Ломоносова (Москва). Часть срезов контрастировали свинцом по Рейнольдсу [1], часть изучали на трансмиссионном электронном микроскопе Zeiss Libra 120 без дополнительного контрастирования. Сравнение с ультраструктурой современных саговниковых и гинкго позволит выделить ряд признаков, по которым возможно распознавание пыльцы этих групп в ископаемом состоянии.

В спектрах пыльца *Ginkgocycadophytus* spp. показывает три последовательных модальных значения: около 1% в барреме-апте, 3,8% в течение альба и 13,5% в раннем сеномане. Для реконструкции климатических изменений также имеют значение кривые количественного содержания древовидных папоротников (*Syatheaaceae* и *Dicksoniaceae*) с заметным пиком в позднем апте (в среднем 31,6%), следующее за этим постепенное снижение в альбе (19,3–26,6%) и резкое сокращение в раннем сеномане (12,9%). Участие двумешковой пыльцы увеличивается на том же уровне от 25,6% против 0,7–14,7 по всему раннемеловому разрезу [6]. Этим подтверждается установленная по макрофлористическим данным [3] тенденция к потеплению от баррема к апту, с последующим похолоданием в альбе. Учитывая, что насекомопопьяемые растения (в частности, саговниковые) слабо представлены в спектрах дисперсной пыльцы, по сравнению с ветроопыляемыми, можно предположить, что дистально-однобороздные зерна данного морфотипа, в основном, принадлежат гинкговым, которые в субтропической зоне входили в состав плакорной растительности [2].

Автор выражает глубокую благодарность к.б.н. С.В. Полевой за помощь при подготовке препаратов

для трансмиссионного электронного микроскопа. Исследования поддержаны Президиумом РАН и ДВО РАН (проект № 09-И-П15-02 Программа «Происхождение биосферы и эволюция гео-биологических систем», № 10-III-B-06-074).

Литература

1. Гайер Г. Электронная гистохимия. М.: Мир, 1974. 488 с.
2. Красилов В.А. Палеоэкология наземных растений. Основные принципы и методы. Владивосток, 1972. 208 с.
3. Красилов В.А., Неволлина С.И., Филлипова Г.Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события

- середины мелового периода // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 103–115.
4. Покровская И.М. Значение спор и пыльцы различного ранга таксонов растений для определения возраста осадков // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М.: Наука. 1964. С. 34–38.
 5. Тельнова О.П., Мейер-Меликян Н.Р. Споры в репродуктивных органах девонских растений. СПб.: Наука, 2002. 78 с.
 6. Shuklina A. Palynological evidence of Early Cretaceous – Cenomanian climates and advent of angiosperms in southern Primorye, Russian Far East // Abstr. of the 7th European Palaeobotany-Palynology Conference. Prague, Czech Republic, 2006. P. 125.

ВОССОЗДАНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ И ФОРМИРОВАНИЕ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА НА ОСНОВАНИИ СИСТЕМНОГО АНАЛИЗА

М.А. Эфендиева

Институт геологии НАН Азербайджана, г. Баку, Азербайджан

Территория, растянувшаяся от Северной Африки и атлантического побережья Европы вплоть до Центральной Азии, занимает значительную часть Северного полушария Земли, большая часть которой на протяжении олигоцен-нижнего миоцена была покрыта водной гладью палеобассейна Паратетиса, а события, происходившие здесь, в значительной степени отражали и определяли характер происходивших в них глобальных изменений. Начало изменений, крупнейших палеогеографических событий, наблюдавшихся в пределах этого палеобассейна было положено в конце эоцена – начале олигоцена. В основу этих процессов легли тектонические процессы, которые в свою очередь привели к образованию так называемых малых океанов, что в результате привело к изменению океанической циркуляции и климата и естественным образом отразилось на условиях седиментации в этих бассейнах, а также на составе и географическом распределении биоты. К концу палеогена Паратетис состоял уже из двух крупных окраинных морей – Альпийско-Карпатского и Кавказско-Копетдагского. К олигоцену – нижнему миоцену флишевые бассейны Карпат и Кавказа замкнулись, образовав Паннонский и Эвксино-Каспийский внутриконтинентальные замкнутые или полузамкнутые водоемы. Последний получил название Восточного Паратетиса, а территория Азербайджана вошла в него как составная часть [3].

Итак, в олигоцене – раннем миоцене, т.е. на протяжении более 18 млн лет, на территории Азербайджана располагался крупный бассейн, в котором происходило накопление песчано-глинистых отложений майкопской серии. Согласно результатам проведенных палеогеографических реконструкций, этот бассейн занимал пространство между островными

сушами Талыша, Малого Кавказа и представленных в виде архипелаговых островов области Большого Кавказа. Этот палеобассейн посредством достаточно широких проливов имел сообщение с Восточным Паратетисом. Отложения майкопа в пределах территории Азербайджана отличаются разнообразием условий осадконакопления. На протяжении майкопского этапа развития в пределах Азербайджана неоднократно происходили существенные фациально-палеогеографические перестройки, обусловившие формирование различных осадочных комплексов на различных участках рассматриваемой территории. В связи с этим к настоящему времени существует целый ряд схем расчленения майкопских (олигоцен – нижний миоценовых) отложений для территории Азербайджана.

Однако проведение корреляций между разрезами, расчленение которых базируется на различных схемах, сопряжено с целым рядом трудностей. Каждая из составленных различными авторами или группой авторов стратиграфических схем обладает целым рядом достоинств и в то же время отсутствует реальная возможность использовать их как универсальные. Одновременно с этим все эти схемы с трудом сопоставляются с современной стратиграфической схемой Стратиграфического кодекса Азербайджана для отложений майкопа, в которой выделяются следующие стратиграфические подразделения: олигоцен – рюпель и хатт и нижний миоцен – кавказ, сакараул и коцахур (1989).

В то же время одним из основных факторов влиявших на изменяющиеся условия седиментации майкопского палеобассейна на территории Азербайджана являлись глобальные эвстатические колебания,

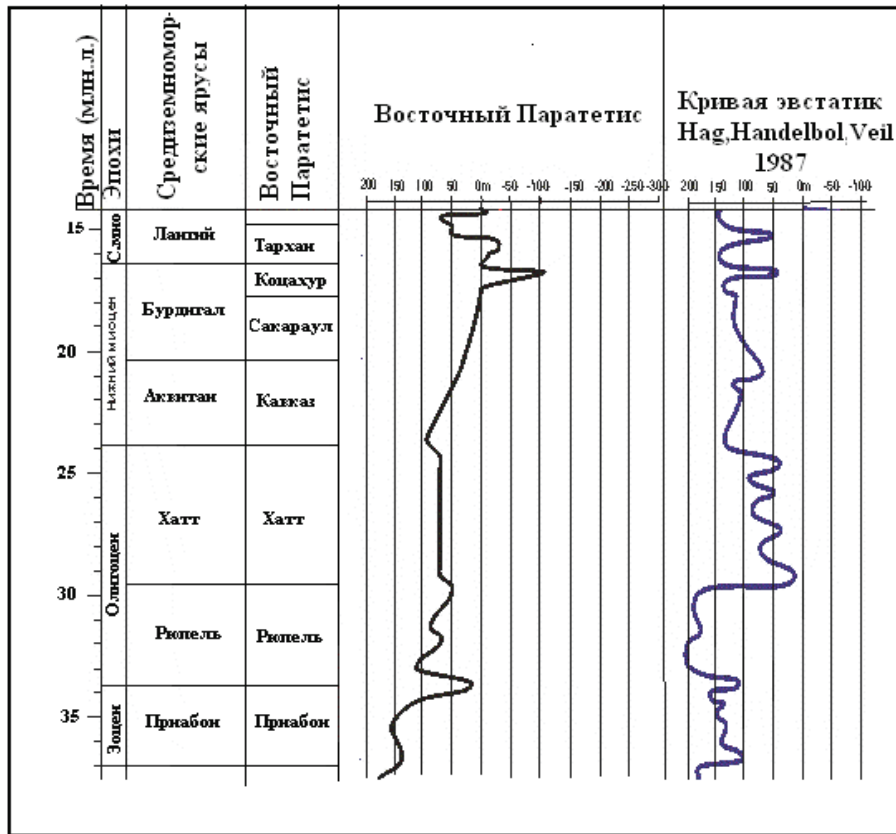


Рис. 1. Схема соответствия эвстатических колебаний уровня моря Восточного Паратетиса с глобальными эвстатическими колебаниями Мирового океана

уровня Мирового океана. А влияние соответствия подъемов и амплитуд колебаний уровня моря в олигоцен – нижнемиоценовых бассейнах Восточного Паратетиса с глобальными эвстатическими колебаниями мирового океана позволили составить следующую схему эвстатических колебаний [1] (рис. 1).

Тренд глобальной кривой на протяжении олигоцен-нижнемиоценового этапа развития [4] характеризуется эвстатическими циклами разного уровня. Но если рассматривать эти процессы только с позиции того, что на территории Азербайджана осадочные комплексы формировались лишь под влиянием колебаний глобальной эвстатики и без воздействия на него каких-либо других факторов.

Наиболее крупные трансгрессии, когда воды Восточного Паратетиса покрывали максимальные территории, приходились на середину раннего олигоцена и начало раннего миоцена. Реальная же картина формирования майкопского комплекса отложений обусловлена как воздействием глобальных колебаний уровня моря, местоположением рассматриваемых участков, так и не в последнюю очередь колебательными тектоническими процессами, имевшими место в пределах данной территории.

Обычно эвстатические колебания уровня моря оцениваются на основе прослеживания фаций и древних береговых линий. Но эти данные позволяют сопоставить между собой лишь преимущественно трансгрессивные этапы. Так, было установлено, что трансгрессивные

процессы, когда воды Восточного Паратетиса покрывали максимальные территории, имели место в середине раннего олигоцена – в рюпеле и в раннем миоцене – в начале и конце кавказа.

Но сложнее всего проследить размеры водоёма при падении уровня моря в регрессивные фазы, и особенно когда осадки приурочены к депрессиям и вскрываются лишь при бурении глубоких скважин. Этими процессами ознаменованы – большая часть хатта, рубеж кавказа и сакараула, а также середина и конец коцахура.

В результате проведенных исследований с применением метода системного анализа было установлено, что процессы глобальных эвстатических колебаний на протяжении майкопа получили свое естественное отражение на изменениях литологических характеристик сформировавшихся отложений; последние, в свою очередь, выразились в изменениях характеристик на электрокаротажных диаграммах, на которых линии ПС соответствуют изменениям линии глобальных эвстатических колебаний, а значит, выступают как один из диагностических признаков для установления границ залегания ярусов и региоярусов олигоцен-нижнемиоценовых отложений.

Применяя такой методический подход, когда глобальная кривая эвстатических колебаний рассматривается как шаблон для проведения расчленения, возможность выявления особенностей изменения электрокаротажных характеристик для каждого из

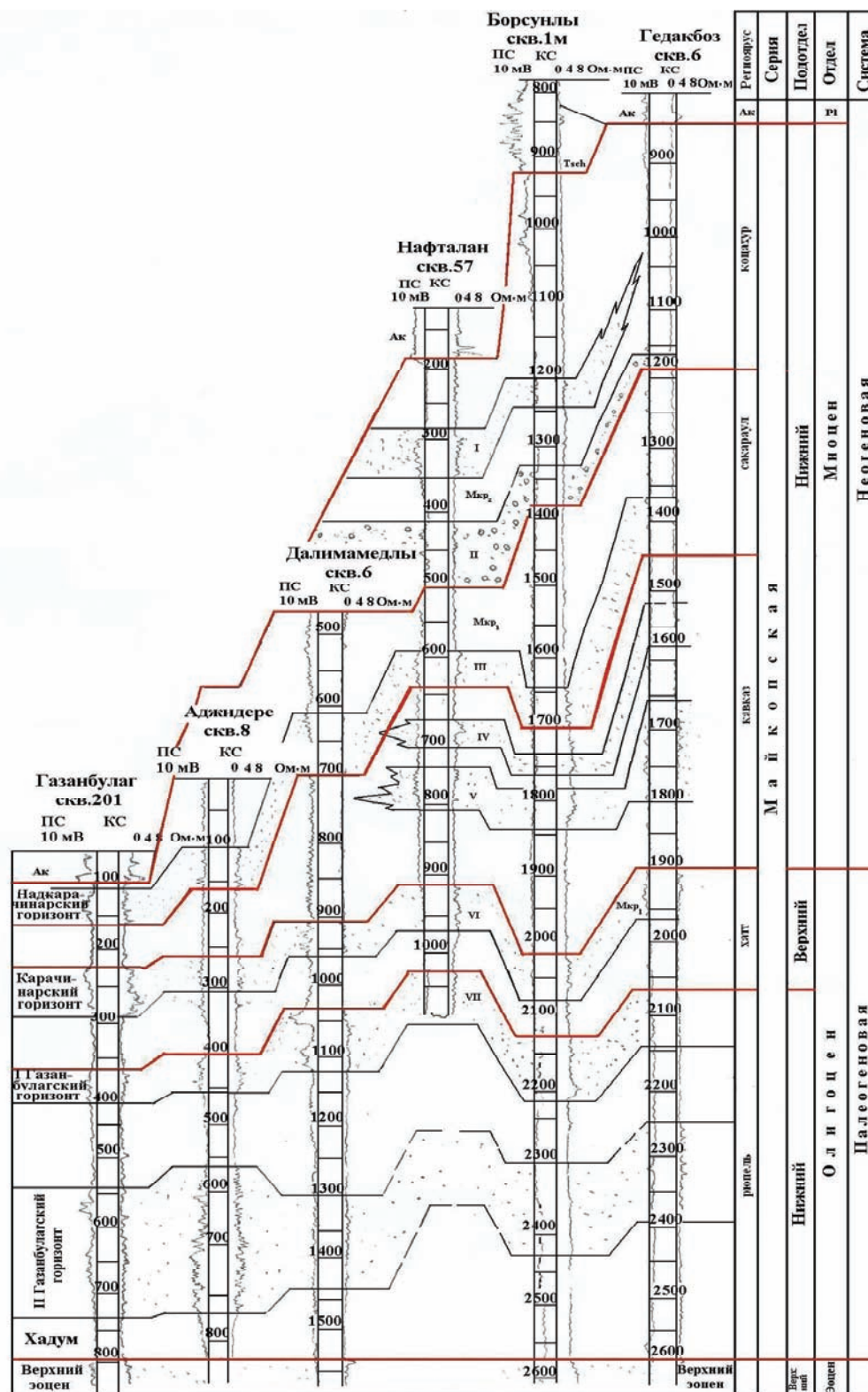


Рис. 2. Сопоставление разрезов скважин на территории Гянджинского НГР

стратиграфических подразделений майкопской серии, позволяя одновременно решить вопросы сопоставления разрезов скважин.

При сопоставлении разрезов скважин пробуренных в пределах Гянджинского НГР (Газанбулаг № 201, Аджидере № 8, Далимамедлы № 6, Нафталян № 57, Борсунлы № 1м и Гедакбоз № 6) установлено,

что отложения хадума, II и I газанбулагских горизонтов и VII нафталянского горизонта соответствуют рупельскому ярусу, отложения гарачинарского горизонта и VI нафталянского горизонта – хаттскому ярусу, остракодовый горизонт, V и IV нафталянские горизонты – кавказскому региоярусу, надгарачинарский и инджачайский горизонты, а также III нафта-

ланский горизонт – сакараульскому региоарусу, а II и I нафталанские горизонты – коцахурскому региоарусу (рис. 2).

Выводы. Установлена зависимость с применением метода системного анализа между глобальными эв-статическими колебаниями уровня Мирового океана, литологическими характеристиками и изменениями электрокаротажных характеристик (линий ПС и КС), которая позволяет не только проводить расчленение разрезов глубоких поисково-разведочных скважин, но и сопоставлять разрезы скважин, расчленение которых было осуществлено ранее на основании различных схем, т.е. эта методика позволила привести уже имеющиеся схемы расчленения отложений майкопской серии к единому знаменателю.

Полученные результаты в свою очередь позволят не только проследить характер изменения фаций и их мощностей, но и построить соответствующие карты мощностей, а значит, явятся обоснованием для проведения реконструкции по воссозданию

палеогеографических обстановок, сложившихся на протяжении всех стратиграфических подразделений майкопа на территории Азербайджана в отдельности, являющейся весьма актуальной задачей для большей части распространения отложений этого стратиграфического возраста на сегодняшний день.

Литература

1. Попов С.В., Застрожнов А.С. Трансгрессивно-регрессивная цикличность Восточного Паратетиса // Биостратиграфические основы построения стратиграфических схем. К.: ИГН, 2008. С. 449–456.
2. *Стратиграфический кодекс Азербайджана*. Баку: Nafta-Press, 1998. С. 110.
3. Popov S.V., Akhmetiev M.A., Bugrova E.M. et al. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Pt. 2: Early Oligocene // *Paleontol. Journ.* 2002. Vol. 36, sup. 3. P. S185–S259.
4. Hag B.U., Hardenbal J., Vail P.R. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic // *Science* 235. 1987. P. 1156–1167.

Секция 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МОЛЕКУЛЯРНЫЕ ОСНОВЫ ЭВОЛЮЦИИ

МОДЕЛЬ СТРУКТУРНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ БЕЛКОВ ВНУТРЕННЕЙ ЖИДКОЙ СРЕДЫ ОРГАНИЗМА В ЭВОЛЮЦИИ PISCES

А.М. Андреева

Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, п. Борок, Россия

На начальных этапах эволюции органического мира внеклеточные жидкости первых многоклеточных организмов, состав которых практически совпадал с водой древнего океана, обеспечили поддержание осмотически комфортных условий для жизни и работы клеток, что способствовало выживанию этих первых многоклеточных форм жизни. Позднее, в докембрийский период, появились животные с замкнутой системой кровообращения, у которых произошло разделение внеклеточной жидкости организма на внутрисосудистый (плазма крови) и внесосудистый (интерстициальная) отделы, отличающиеся друг от друга, в основном, содержанием белков плазмы крови. Роль этих белков определялась, прежде всего, их участием в процессах фильтрации внеклеточной жидкости организма через стенки капилляров. Для выполнения осморегуляторной функции такие белки должны быть, с одной стороны, достаточно большими, чтобы не фильтроваться с легкостью в интерстициальное пространство, но, с другой стороны – не слишком большими, чтобы не повышать вязкости крови, осложняющей фильтрацию жидкости и затрудняющей работу сердца. Кроме того, истинные внутрисосудистые белки должны состоять из одной полипептидной цепи, так как белки из нескольких цепей (олигомеры) могут диссоциировать и терять таким образом низкомолекулярные субъединицы [1].

Эволюционное прошлое рыб связано с длительным начальным этапом жизни в морских водах. Последующий в их эволюции этап освоения пресных вод потребовал серьезных перестроек водного обмена, в том числе и процессов фильтрации. Морские рыбы имеют гипотоничные по отношению к морской воде внеклеточные жидкости организма и постоянно находятся в условиях угрозы дегидратации. При попадании рыб в пресные воды их внутренние жидкости становятся гипертоничными по отношению к пресной воде и сталкиваются с противоположной угрозой – обводнения. Цель данной работы – поиск механизма участия белков плазмы в обеспечении фильтрации у морских и пресноводных рыб, а также анализ особенностей структурной организации белков, которые могли способствовать стабилизации водного обмена у морских рыб на этапе их вселения в пресные воды. Для решения этих вопросов анализировали структурную организацию белков плазмы крови морских, соло-

новатоводных и пресноводных рыб у представителей хрящевых, хрящевых ганоидов и костистых рыб.

Материал и методика

В качестве объектов были использованы: *Teleostei*: 1) пресноводные виды – щука обыкновенная *Esox lucius* L., лещ *Abramis brama* L., синец *Abramis ballearius* L., плотва *Rutilus rutilus* L., язь *Leuciscus idus* L., густера *Blicca bjoerkna* L., укляя *Alburnus alburnus* L., чехонь *Pelecus cultratus* L., карась серебряный *Carassius auratus* L., карп обыкновенный *Cyprinus carpio* L., судак обыкновенный *Stizostedion lucioperca* L., берш *St. volgense* G. (Рыбинское водохранилище); 2) проходные – мелкочешуйная красноперка угай *Tribolodon brandtii* D. (Японское море); 3) солоноватоводные виды – тюлька черноморско-каспийская *Clupeonella cultriventris* N. (Рыбинское водохранилище); 4) морские виды – керчак *Myoxocephalus scorpius* L., камбала полярная *Liopsetta glacialis* P., треска *Gadus morhua* L. (Белое море); бычок-кругляк *Neogobius melanostomus* P., бычок-мартовик *Mesogobius batrachocephalus* P., ставрида *Trachurus mediterraneus* S., смарида *Spicara flexuosa* R., атерина *Atherina hepsetus* L., кефаль-сингиль *Lisa aurata* R., мерланг *Merlangus merlangus euxinus* N., скорпена *Scorpena porcus* L., морской налим *Gaidropsarus mediterraneus* L., зеленушка *Symphodus tinca* L. (Черное море); *Chondrostei*: стерлядь *Acipenser ruthenus* L., севрюга *A. stellatus* Pall., белуга *Huso huso* L. (р. Волга); *Chondroichthyes*: катран *Squalus acanthias* L., морской кот *Dasyatis pastinaca* L., морская лисица *Raja clavata* L. (Черное море). В работе использовали сыворотку и плазму крови; интерстициальную жидкость (перитонеальная, мозга, белых мышц, печени, верхней трети желудочно-кишечного тракта) отбирали либо с помощью пипеток, либо напитыванием полоски 0,5×4,0 мм бумаги Watmann 3MM [2]. Концентрацию общего белка в крови и тканевой жидкости определяли микробиуретовым методом [3], отдельных белков и фракций – с использованием программного пакета OneDscan. В экспериментах по адаптациям рыб к солености использовали лещей и плотву (0⁺–4⁺); рыб размещали в аквариумах и постепенно добавляли поваренную соль до 8, 10 и 11,5‰. В остром опыте рыб без предварительной адаптации помещали в воду с

соленостью 20%. В контрольной группе соль к воде не добавляли. Структурную организацию белка определяли по типу мономер/олигомер (мономер – белок из одной, олигомер – из нескольких нековалентно связанных полипептидных цепей). Белки фракционировали в диск-электрофорезе, 2D-системах с градиентом концентраций ПААГ (5–40%), ПААГ с 8М мочевиной и SDS-ПААГ [2]. Глико- и липопротеиды выявляли методом Шиффа и Суданом черным Б соответственно, углеводы в структуре белка – методом PAS [4]. Для определения ММ нативных белков использовали полимерные формы сывороточного альбумина человека САЧ и овальбумина

ОА; в SDS-ПААГ – набор PageRuler™ Prestained Protein Ladder Plus маркеров (Fermentas). Результаты обрабатывали в программном пакете OneDscan.

Результаты и обсуждение

1. Мономерные и олигомерные белки плазмы крови у рыб из разных таксонов. В нативных условиях электрофореза кровь рыб из разных таксонов содержала примерно одинаковое число белков (20–28); количество же субъединиц, формирующих белковое разнообразие, различалось существенно (см. таблицу).

Фракционирование нативных и денатурированных белков сыворотки крови рыб в двумерных электрофоретических системах

Таксономическая группа рыб	Количество компонентов в ПААГ (нативные условия)	Количество компонентов в ПААГ (денатурирующие условия)	
		8М мочевиная	SDS
Хрящевые рыбы: акула скаты	28	10	13
	20		17
Хрящевые ганоиды: туводные проходные	24	25	46
	28	26	41
Костистые рыбы: морские пресноводные	26	15	43
	26	74	98

У хрящевых рыб выявлено минимальное число субъединиц (13); у хрящевых ганоидов субъединиц больше в три раза (46), а у пресноводных костистых рыб в 7,5 раз (98) по сравнению с каграном. При разрыве водородных связей в белках с помощью 8М мочевины количество компонентов в ПААГ по сравнению с нативными условиями у хрящевых ганоидов практически не менялось, у морских костистых и хрящевых рыб – уменьшалось, а у пресноводных костистых рыб возрастало в 2 раза. Рост числа субъединиц, формирующих белковое разнообразие у пресноводных костистых рыб, объясняется наличием в их крови белков-олигомеров.

2. Структурная организация олигомерных белков плазмы крови. У рыб большинство белков плазмы является мономерами, в виде олигомеров организованы, прежде всего, иммуно-глобулины. Структуру антител можно представить как $(H_2L_2)_n$, где H – тяжелые, L – легкие цепи, n – уровень организации молекулы. У млекопитающих молекулы H_2L_2 объединяются в структуры с $n \geq 1$, как правило, с помощью S-S-связей.

У костных рыб высокомолекулярные антитела (рис. 1) могут формироваться из H_2L_2 – молекул с помощью нековалентных связей [2].

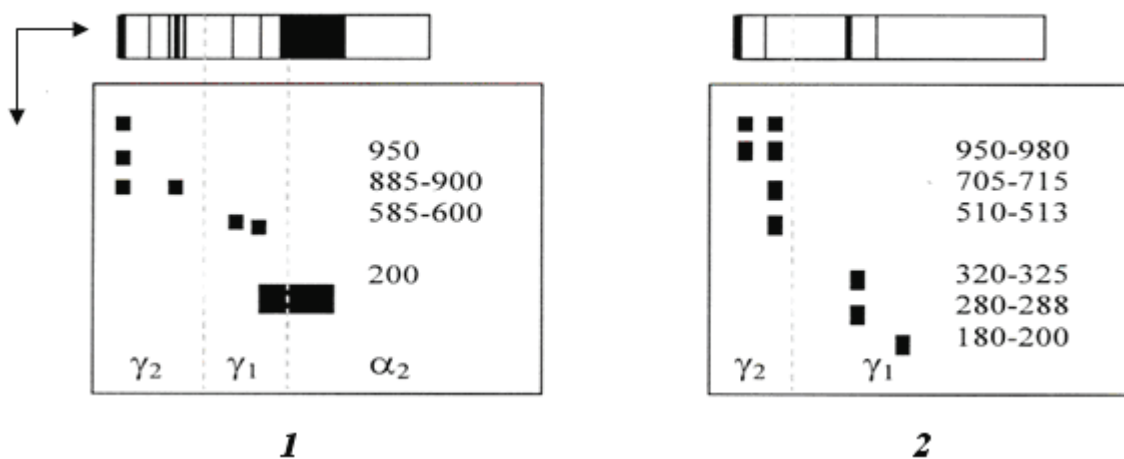


Рис. 1. γ -глобулины, содержащие антитела, стерляди (1) и леща (2) в градиенте ПААГ. Горизонтальная стрелка указывает направление диск-, вертикальная – градиентного электрофореза, цифры – ММ белков в кДа; пунктирные линии разделяют γ_2 -, γ_1 - и α_2 -глобулины

У стерляди 8М мочевиная вызывает распад антител $(H_2L_2)_n$ на молекулы H_2L_2 с ММ около 200 кДа.

У костистых рыб обнаружены как олигомерные $(H_2L_2)_n$ (лещ), так и мономерные антитела, в которых

белки H_2L_2 связаны, как и у млекопитающих, S-S-связями (щука). Однако, диссоциация $(H_2L_2)_n$ -молекул не вносит дополнительный вклад в разнообразие субъединиц белков плазмы: в ПААГ с 8М мочевиной и без нее выявляется только один компонент с ММ около 180 и $(180 \times n)$ кДа соответственно; в SDS-ПААГ для молекул H_2L_2 и $(H_2L_2)_n$ качественный состав субъединиц также одинаков. Кроме того, пространственные характеристики антител не позволяют им выполнять осмотическую функцию, для этого они слишком крупны и асимметричны. В плазме крови есть низкомолекулярные белки, среди которых найдены

олигомеры с более «подходящими» для выполнения осмотической функции параметрами – альбумины (рис. 2). Именно они обеспечивают рост числа субъединиц, формирующих белковое разнообразие у пресноводных костистых рыб (см. таблицу).

В составе олигомерного альбумина леща выявлено до 13 субъединиц с ММ от 13 до 73 кДа, стабилизированных слабыми нековалентными взаимодействиями. Это доказывается сопоставимым числом субъединиц олигомера в ПААГ с 8М мочевиной и в SDS-ПААГ в восстанавливающих (и невосстанавливающих) условиях (рис. 3).

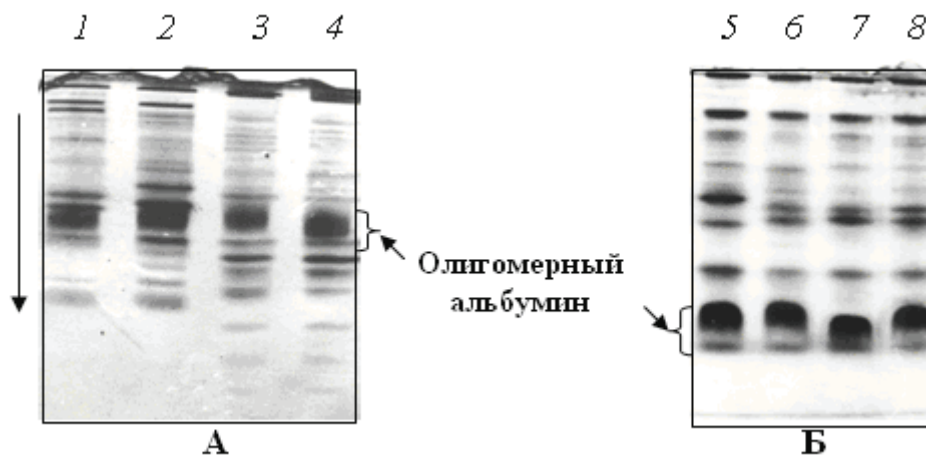


Рис. 2. Диск-электрофорез сывороточных белков леща (1, 2, 5–8) и судака (3, 4) в летний период (а) и перед нерестом (б)

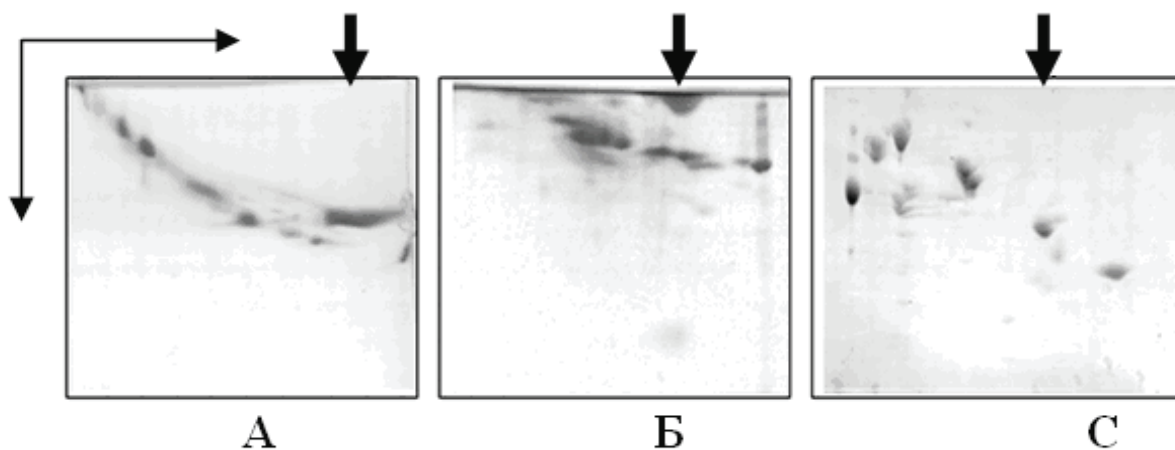


Рис. 3. 2D-электрофорез белков сыворотки леща в градиенте концентраций ПААГ (А), ПААГ с 8М мочевиной (Б), SDS-ПААГ (С). Горизонтальная стрелка указывает направление диск-, вертикальная – градиентного, с мочевиной и SDS электрофорезов; маленькие стрелки – дорожку олигомера

Нативный белок имеет ММ около 120, перед нерестом 90 кДа, является глико- и липопротеидом. Среди субъединиц олигомера есть макрокомпонент с ММ альбумина – около 67 кДа, содержащий в структуре углеводы, наличие которых может способствовать межмолекулярным взаимодействиям альбумина с другими белками и, в конечном счете, образованию олигомера. Олигомерные альбумины обнаружены также у тюльки и красноперки; в ПААГ с 8М мочевиной они диссоциировали на 6 и 13 субъединиц

соответственно; у морских рыб олигомерные альбумины не выявлены.

3. Диссоциация белков-олигомеров на субъединицы при адаптациях леща и плотвы к условиям повышенной солености. При солености 11,5 и 20‰ наиболее значительные колебания относительного содержания отмечены для олигомерного альбумина: в плазме его содержание уменьшалось в два, в тканевой жидкости белых мышц в 3–4 раза; при этом относительное содержание низкомолекулярного

белка, выявляемого в составе олигомерного альбумина, в тканевой жидкости выросло в два раза. При солености 8 и 10‰ подобных изменений не выявлено. Полученные результаты характеризуют олигомерный альбумин как осмотически активный и позволяют предположить, что стабилизация водного обмена у пресноводных рыб в условиях повышенной солености достигалась (помимо прочих механизмов) диссоциацией олигомерного альбумина в ходе его транскапиллярного перемещения из плазмы в тканевую жидкость. Способность олигомера к диссоциации отмечена и в условиях ПААГ с 8М мочевиной. Альбумины тюльки вели себя аналогичным образом.

4. Структурные преобразования белков крови в эволюции *Pisces*. Олигомерный альбумин мы обнаружили только у видов, связанных с пресными водами: у пресноводных рыб, у проходной красноперки, у вселившейся в Рыбинское водохранилище солоноватоводной тюльки. У туводных морских рыб белки-олигомеры не были обнаружены. Появление олигомеров в крови пресноводных рыб можно объяснить особенностями становления внутренней жидкой среды в эволюции рыб. Историческое прошлое костистых рыб предположительно связано с длительной фазой жизни в море и дальнейшим освоением пресных вод. Принимая во внимание формирование первичных белковых систем при солености внутренней среды организма около 8‰ [5], мы предположили, что белки древних морских рыб могли существовать во внутренней жидкой среде организма в виде отдель-

ных полипептидов, которые в ходе освоения рыбами пресных вод объединялись в комплексы для снижения величины онкотического давления крови, что стабилизировало процессы фильтрации в организме рыб в условиях пресных вод. У морских рыб в условиях высокогипертоничной внешней среды образование олигомеров из мономерных белков могло привести к снижению онкотического и общего осмотического давления крови, что усугубило бы и без того имеющуюся угрозу дегидратации белков и клеток. Поэтому морским видам, вероятно, «выгоднее» иметь в крови больше небольших белков-мономеров для противостояния обезвоживанию организма.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (10-04-00954а).

Литература

1. Шульц Г., Ширмер Р. Принципы структурной организации белков. М.: Мир, 1982. 354 с.
2. Андреева А.М. Структурно-функциональная организация белков крови и некоторых других внеклеточных жидкостей рыб: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М.: МГУ, 2008. 40 с.
3. Itzhaki R.F., Gill D.M. A micro-biuret method for estimating protein // Anal. Biochem. 1964. Vol. 9. P. 401–410.
4. Гааль Э., Медьешин Г., Верецкеи Л. Электрофорез в разделении биологических макромолекул. М.: Мир, 1982. 448 с.
5. Хлебович В.В. Критическая соленость биологических процессов. Л.: Наука, 1974. 236 с.

СОСТАВ АМИНОКИСЛОТ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД КАК ВОЗМОЖНОЕ ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ЖИВОЙ МАТЕРИИ

Л.А. Анищенко, С.Н. Шанина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Аминокислоты (АК), являясь основными составляющими белков, встречаются во всех органических объектах, в том числе в палеонтологических остатках и природных осадочных образованиях. Известно, что захороненное органическое вещество полностью или частично уничтожается (служит пищей) и разлагается за счет действия бактерий. В литифицированных породах аминокислоты сохраняются в небольших количествах. Исследования, проведенные в Институте геологии Коми НЦ, показали широкое развитие аминокислот в недрах. Изучены различные породы: угли, сланцы, аргиллиты, глинистые известняки, различные фаунистические остатки. Их стратиграфический и гипсометрический диапазоны достаточно широки: от четвертичных до кембрийских и вендских; от поверхностных до 5,2 км. Коллекция включала пробы пород Тимано-Печорского бассейна и ряда других бассейнов. Общие сведения по объектам исследования приведены в табл. 1. В совре-

менных осадках выявлено от 4 до 16 мг аминокислот на 1 г сухого вещества, в литифицированных – от 0,01 до 1,5 мг/г.

Выявлено присутствие аминокислот как с полным групповым составом (алифатические, кислые, гидроксильные, имино, основные, серные, ароматические), так и с сокращенным составом. Чаще отсутствуют основные и серные АК. Наиболее устойчивые алифатические и кислые аминокислоты. Количественное содержание отдельных групп непостоянное. Ароматические, гидроксильные и имино аминокислоты характеризуются средними содержаниями. Ведущее положение в последовательном концентрационном ряду аминокислот всегда занимает группа алифатических (30–50%), второй доминирующей группой часто являются кислые АК (16–30%), иногда ароматические (4–30%). Третью группу по концентрационной значимости составляют гидроксильные АК (6–18%) и

имино (5–12%). Наименьшие содержания, вплоть до отсутствия, имеют основные и серные аминокислоты (менее 7%).

Особенности состава аминокислот и распределение их количеств в природных объектах в первую очередь обусловлены типом исходного органического вещества, условиями его захоронения и степенью его катагенетического преобразования. Интенсивное уменьшение количества аминокислот в породах и фаунистических остатках происходит на стадии диагенеза в условиях интенсивного проявления биохимических процессов. В угленосных и сланценосных разрезах концентрация аминокислот снижается от начальной стадии ПК₁ (торфы, глины озерные) до стадии МК₁₋₂ на порядок и более. Дальнейшее палеопогружение и увеличение палеотемпературных воздействий до стадий МК₃ не влияет (или мало влияет) на распределение аминокислотных компонентов. Значительное влияние оказывают высокотемпературные воздействия в палеозоне конца мезокаатагенеза, начала апокатагенеза (палеотемпературы порядка 250°C и более). Здесь отмечается резкое снижение содержаний и изменение компонентного состава аминокислот, вплоть до сокращения отдельных групп [1].

Групповой и компонентный состав аминокислот в литифицированных породных образованиях в зонах стадий ПК-МК₁ несет четкие следы исходного органического вещества. Так, групповое распределение аминокислот в современных соленосных отложениях соответствует распределению в солях девонского и пермского образования. Алифатические компоненты доминируют во всех случаях (40–50%); кислые являются второй ведущей составляющей (порядка 20%), ароматические, гидроксильные и имино не превышают 10% каждая. Значительное преобладание алифатических, пониженные значения ароматических, гидроксильных и имино аминокислот выявлено в строматолитовых постройках силура и девона Тимано-Печорского бассейна, образователями которых считаются низшие водоросли – цианобактерии. Аналогичные составы обнаружены в подсолевых глинах Кипра, в некоторых шунгитах, органическая масса которых формировалась за счет значительного участия простейших. На основании сопоставления данных по современным и древним отложениям (что условно адекватно) преимущественно алифатико-кислый групповой состав аминокислот оценивается как продуцент нижней бактериально-водорослевой биоты. Характерной особенностью бактериально-водорослевого типа аминокислот является резкое снижение имино групп до 4–6%. Указанный тип, предполагается, имел широкое развитие в докембрийских толщах. В настоящее время сохранение первичного генетического состава аминокислот в древних породах ограничено за счет вторичных изменений при воздействии повышенных палеотемператур и гидротермальных процессов.

В раннем палеозое усиливается распространение сложнопостроенных водорослей, моллюсков, брахиопод, разнообразных представителей животного мира,

при сохранении значения простейших в определенных экологических (фациальных) обстановках. Согласно данным по современным водорослям (зеленые и бурые), моллюскам (Черное море, Финский залив) в их аминокислотном составе резко увеличивается содержание ароматических соединений: до 30–40% в мидиях и до 15% в зеленых водорослях. Резкое увеличение ароматических аминокислот (до 30–40%) отмечено в составе раковин брахиопод силура [2]. В аргиллитах с многочисленными раковинами брахиопод состав аминокислот алифатико-ароматический (табл. 1). Значительное участие в составе аминокислотных компонентов пролина, имеющего циклическое строение, видимо, отвечает потребности организмов в создании прочных защитных покровов. Органическая масса раннепалеозойского периода развития формировалась за счет зоо-бактериально-водорослевых ингредиентов. Вещественно это явление нашло отражение в аминокислотном составе. В целом на этом этапе увеличивается роль ароматических аминокислот (тирозина, фенилаланина) и имино (пролина). В горючих сланцах верхнего девона (доманиковские сланцы) проявляется типичный зоо-бактериально-водорослевый тип аминокислот (табл. 2). Изменяющиеся по литорали и вертикали эколого-фациальные условия развития и захоронения органического вещества вносят изменение в соотношения основных ингредиентов исходного органического вещества, что может создать существенные колебания в составе первичного органического вещества [3].

Развитие высшей растительности в позднем палеозое отразилось на составе аминокислот пород, внесло отпечатки в виде резкого сокращения ароматических соединений. В составе аминокислот исследованных современных объектов гумусового типа выявлено значительное варьирование количественного группового распределения. Они контролируются типом исходного органического вещества и условиями захоронения. Так, в листовенно-древесном почвенном субстрате условий верховых болот (Мезень) выявлен полный ряд аминокислот с доминированием алифатических (52%), кислых (20%), гидроксильных групп (15%), а ароматические, имино, основные и серные аминокислоты представлены в значительно меньших количествах (ароматические – 6,7%, имино – 4%, основные – 0,4%, серные – 0,4%). В низовых болотных условиях (Вьльгорт), где к листовенно-древесной массе ОВ добавляется бактериально-водорослевая масса, в составе аминокислот резко возрастает содержание кислых (27,7%) и имино соединений (10,7%), а содержание остальных групп соответствует значениям верховых болот (ароматические – 6%, основные – 0,4%, серные – 0,4%). Отличительной чертой состава аминокислот органического вещества низовых болот является увеличение рацематов до 5,4% от суммы всех АК, что свидетельствует о проявлении активных биохимических процессов. В бассейнах осадконакопления верхнего палеозоя вместе с гумусовыми ингредиентами активно накапливаются смоляные тела. Оценку состава аминокислот резинитового

Содержание аминокислот в илах, породах и палеонтологических остатках

Объекты исследования	Местонахождение	АК, мг/г вещества	Кол-во групп АК	Групповой состав	Отсутствующие группы
Соли, современные палеозойские	Сиваш, Кипр, ТПП, Белоруссия	0,08–0,1	6–7	Алифатические, кислые	–
Торфы	Республика Коми, Мезень	4,6–14,2	6–7	Алифатические, кислые	Серные
Озерный черный ил	Полярный Урал	16,4	7	Алифатические, кислые	–
Ил морского залива	Финский залив	4,5	7	Алифатические, кислые	–
Глины подсолевые	Кипр	0,8	6	Алифатические, кислые	Серные
Мидии современные	Черное море, Финский залив	1,9–2,1	6	Алифатические, ароматические	Серные
Зеленые водоросли	Черное море	21–41	6	Алифатические, имино	Серные
Аммониты	J ₃ , Республика Коми	5–7	5–7	Алифатические, гидроксильные	Основные, имино, серные
Брахиподы	S, Республика Коми	5–7	5–7	Алифатические, гидроксильные, ароматические	Основные, серные
Угли	P, Печорский бассейн	0,01–0,59	5–7	Алифатические, гидроксильные, кислые	Основные, серные
Горючие сланцы	J ₃ , Республика Коми	0,03–0,15	5–7	Алифатические, кислые	Основные, серные
	D _{3dm} , Республика Коми	0,06–0,17	5–6	Алифатические, кислые	Серные, основные
Аргиллиты	P ₁ , S ₁ , Республика Коми	0,02–0,04	3–6	Алифатические, гидроксильные, ароматические	Кислые, основные, имино, серные
Глинистые известняки	D ₁ -S, Республика Коми	0,03–0,05	5–7	Алифатические, гидроксильные, имино	Основные
Шунгиты	V, Карелия	0,03	7	Алифатические, кислые, гидроксильные	Серные

Таблица 2

Групповой состав аминокислот различных генетических типов

Генетический тип	Содержание, %					Возраст отложений
	Алифатические АК	Кислые АК	Гидроксильные АК	Ароматические АК	Имино АК	
Бактериально-водорослевое	44–50	20–30	6–12	7–10	4–6	V, C, O, S
Зоо-фито-планктон, бактериально-водорослевое	48–53	14–18	9–15	8–12	7–10	S, D
Гумусово-зоо-фито-планктон, бактериально-водорослевое	46–63	15–25	6–13	6–10	7–10	J ₃
Преимущественно гумусовое	44–50	28–30	10–12	2–4	8–10	P

вещества проводили на основании исследования состава смолы и янтарей [4]. В их составе отмечено увеличение кислых аминокислот (до 30%), гидроксильных (до 10–12%), ароматических (до 10–12%). Таким образом, доленое участие каждого ингредиента органического вещества определяет в конечном счете аминокислотный состав. Примером могут служить результаты исследования юрских горючих сланцев Сысольско-Ижемского района (21 проба) и углей Печорского бассейна (25 проб). Статистическая обработка позволила выявить в юрских горючих сланцах 3 кластера, которые отличаются по содержанию кислых, гидроксильных и ароматических аминокислот. Больше кокколитов и гумусовой органики, меньше ароматических аминокислот (6–7%), больше

зоопланктона и водорослей – больше ароматических и имино соединений. В углях также выделено несколько кластеров в зависимости от долевого участия витринита, инертинита и лейптинита (смол). Однако общей чертой для всех является значительное увеличение кислых (до 30%) и сокращение ароматических АК (до 2–4%).

Таким образом, на основании проведенных исследований по составу аминокислот можно выделить четыре генетических типа (табл. 2). Состав аминокислот литифицированных пород может фиксировать изменение первичной биоты и условия захоронения органического вещества.

Работа выполнена при поддержке Программы РАН № 15.

Литература

1. Анищенко Л.А., Шанина С.Н. Аминокислоты в природных объектах Тимано-Печорского бассейна // Происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2007. С. 95–116.
2. Шанина С.Н., Безносова Т.М., Макеев Б.А. Биогеохимические исследования раковин раннепалеозойских брахиопод Тимано-Североуральского осадочного бассейна // Материалы III Российского совещания по Органической минералогии. Сыктывкар, 2009. С. 196–199.
3. Анищенко Л.А., Шанина С.Н. Аминокислоты как возможные индикаторы условий накопления и консервации органического вещества // Материалы III Российского совещания по Органической минералогии. Сыктывкар, 2009. С. 71–74.
4. Янтарь и янтареподобные ископаемые смолы Евразии. Статья 2. Пиролитическая газовая хроматография, хромато-масс-спектрометрия, аминокислотный анализ, электронная и атомно-силовая микроскопия / Богдасаров М.А., Бушнев Д.А., Голубев Е.А., Ковалева О.В., Шанина С.Н. // Изв. высш. учеб. заведений. Геол. и разведка. 2008. № 5. С. 27–32.

ЭВОЛЮЦИЯ РАЙОНОВ ITS1 И ITS2 ЛОКУСА RDNA В РОДЕ *CHIRONOMUS* (DIPTERA, CHIRONOMIDAE)

Л.И. Гундерина, А.В. Катохин

Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В последние годы для решения проблем эволюции животного мира широко применяются молекулярных маркеры и, в частности, маркерные ДНК. Сравнение нуклеотидных последовательностей ДНК ядерных генов позволяет провести реконструкцию филогенетических отношений между видами, оценить скорость их эволюции и время дивергенции. Во многих группах животных среди ядерных генов для этой цели наиболее часто используются гены рибосомной РНК (rRNA), образующие мультигенное семейство [1, 2]. Многочисленные копии генов, кодирующих рибосомные РНК, организованы в тандемные последовательности, каждая из которых содержит три основных гена rRNA: 18S, 5.8S и 28S, разделенных внутренними транскрибируемыми спейсерами (ITS1 и ITS2). Исследования нуклеотидных последовательностей рибосомных генов показали, что районы 18S, 5.8S и 28S высококонсервативны, сохраняют высокую степень гомологии у разных видов и эволюционируют с низкой скоростью. Напротив, ITS1 и ITS2 высокополиморфны и способны выявить различия между близкородственными видами [3].

Вместе с тем, до недавнего времени локус rDNA редко использовался для исследования эволюции видов рода *Chironomus*. Целью настоящей работы является изучение изменчивости и дивергенции нуклеотидных последовательностей ДНК гена 5.8S rRNA и внутренних транскрибируемых спейсеров, фланкирующих этот ген, ITS1 и ITS2, у видов рода *Chironomus*, для установления закономерностей эволюции этих районов локуса rDNA у хирономид и реконструкции филогенетических связей между видами.

В работе использовали 11 видов рода *Chironomus*. Эти виды входили в состав двух цитоконкомплексов – thummi (*C. agilis* Schobanov et Djomin, *C. balatonicus* Devai, Wuelker et Scholl, *C. borokensis* Kerkis, Filipova, Shobanov, Gunderina et Kiknadze, *C. muratensis*

Ryser, Scholl et Wuelker, *C. nudiventris* Ryser, Scholl et Wuelker, *C. piger* Strenzke, *C. plumosus* (Linnaeus), *C. riparius* Meigen) и pseudothummi (*C. dorsalis* Meigen, *C. luridus* Strenzke, *C. pseudothummi* Strenzke) и двух групп видов-двойников – plumosus (*C. agilis*, *C. balatonicus*, *C. borokensis*, *C. muratensis*, *C. nudiventris* и *C. plumosus*) и piger (*C. piger* и *C. riparius*). (Цитоконкомплекс объединяют виды с одинаковым сочетанием плеч в хромосомах кариотипа: цитоконкомплекс thummi характеризуется сочетанием плеч AB CD EF G, а цитоконкомплекс pseudothummi – AE CD BF G. Виды-двойники – это виды, морфологически трудно различимые, но значительно дивергировавшие по генетической и цитогенетической структуре. Цитоконкомплекс являются таксономической группой более высокого ранга, чем группы видов-двойников.)

Виды рода *Chironomus*, использованные в работе, идентифицировали с помощью цитотаксономического анализа политенных хромосом [4]. Геномную ДНК выделяли из индивидуальных личинок. Для амплификации и секвенирования ДНК ITS1, ITS2 и 5.8S были разработаны специфические праймеры. Последовательности ДНК переданы в GenBank (их номера: GU053584–GU053605). Филогенетический и молекулярно-генетический анализ проводили, используя пакет программ MEGA 4 [5].

У видов рода *Chironomus* последовательности ITS1 и ITS2 обогащены нуклеотидами А+Т: их почти в два раза больше (68,8 и 66,5%, соответственно), чем G+C (31,2 и 33,6%, соответственно). Напротив, в последовательностях 5.8S количество нуклеотидов А+Т и G+C совпадает (49,5 и 50,7%, соответственно). Таким образом, последовательности ITS1 и ITS2 сходны между собой и отличны от последовательностей 5.8S по нуклеотидному составу.

Анализ показал, что у хирономид как для ITS1 и ITS2, так и для 5.8S характерна вариабельность

нуклеотидных последовательностей. Однако тип и степень изменчивости у них различны. Последовательности ITS1 и ITS2 варьируют как по длине, так и по составу. Различия по длине обусловлены делециями или инсерциями (indel) нуклеотидов, а по составу – заменами нуклеотидов. Напротив, последовательности 5.8S стабильны по длине, инсерции и делеции нуклеотидов у них не обнаружены, а замены нуклеотидов встречаются очень редко. Следовательно, нуклеотидные последовательности ITS1 и ITS2 сходны между собой и отличаются от последовательностей 5.8S по типам изменчивости последовательностей.

Нуклеотидные последовательности спейсеров (ITS1 и ITS2) у видов рода *Chironomus*, сходные по уровню изменчивости, существенно более полиморфны, чем последовательности 5.8S. Это различие хорошо видно по числу полиморфных сайтов на сайт длины последовательности (p_s): 0.340 (ITS1), 0.290 (ITS2), 0.008 (5.8S).

У видов рода *Chironomus* обнаружена внутривидовая изменчивость нуклеотидных последовательностей обоих спейсеров, как ITS1, так и ITS2. Как длины, так и нуклеотидный состав последовательностей спейсеров у разных особей одного вида могут быть неодинаковыми. В то же время количественные оценки уровня внутривидовой изменчивости последовательностей как ITS1, так и ITS2, у разных видов рода *Chironomus* были сходными. Значения p_s последовательностей изученных спейсеров у разных видов хирономид варьировали в одинаковых пределах: 0,016 – 0,021 (ITS1) и 0,003 – 0,028 (ITS2).

Наряду с внутривидовой изменчивостью нуклеотидных последовательностей ITS1 и ITS2 в роде *Chironomus* существуют и межвидовые различия. Они обусловлены теми же причинами, что и внутривидовой полиморфизм, – различиями длины последовательностей вследствие indel и заменами нуклеотидов. Однако межвидовые различия нуклеотидных последовательностей выражены намного сильнее, чем внутривидовые. Кроме того, сравнение последовательностей ITS1 и ITS2 у изученных видов рода *Chironomus* выявило фиксированные indel и замены нуклеотидов, специфические для разных видов, видов из разных групп видов-двойников и разных цитоккомплексов.

Наличие внутривидовой и межвидовой нуклеотидной изменчивости последовательностей ITS1 и ITS2 позволяет оценить степень их эволюционной дивергенции у хирономид. Для ее оценки использовали такую меру, как число замен нуклеотидов на сайт (дистанцию) (d). Эволюционную дистанцию между последовательностями определяли с помощью трехпараметрического метода Тамуры (d_{T3D}) [5]. Применение этого метода было основано на том, что при расчете дистанций между последовательностями учитывается неравенство транзиций и трансверсий, неравенство пар нуклеотидов А+Т и G+C, а также

возможность множественных замен в одном сайте в сравниваемых последовательностях. Эти условия полностью выполняются в последовательностях ITS1 и ITS2 видов рода *Chironomus*.

Оценки эволюционной дистанции (d_{T3D}) между последовательностями как ITS1, так и ITS2, внутри вида и между разными видами рода *Chironomus* показали, что скорость дивергенции последовательностей растет с увеличением таксономического ранга сравниваемых групп видов. Наиболее близки последовательности внутри вида: дистанции между ними варьируют от 0 до 0,020 как для ITS1, так и для ITS2. Дистанции между последовательностями видов-двойников несколько больше: 0,007–0,053 (ITS1) и 0,018–0,081 (ITS2). Существенно больше дивергировали последовательности независимых видов: дистанции между ними варьировали от 0,116 до 0,206 (ITS1) и от 0,090 до 0,240 (ITS2). Средние значения эволюционной дистанции (d_{T3D}) составили между последовательностями ITS1 внутри вида 0,008, между последовательностями видов-двойников – 0,043, между морфологически различимыми видами – 0,163; а между последовательностями ITS2 в этих таксономических группах – 0,004, 0,039 и 0,190, соответственно.

Последовательности ITS1 и ITS2 были использованы для реконструкции филогенетических связей между видами рода *Chironomus*. Филогенетические деревья построены методом ближайших соседей (NJ) [6] и статистически оценены [7]. Сравнение показало значительное сходство топологии NJ-деревьев для последовательностей ITS1 и ITS2. И ITS1-, и ITS2-последовательности объединяются на дереве с высокой степенью статистической поддержки в четкие дискретные кластеры в соответствии с их видовой принадлежностью. На обоих деревьях выделяются два крупных кластера более высокого порядка, объединяющих виды из разных цитоккомплексов и групп видов-двойников. В один из них вошли виды из цитоккомплекса thummi, объединенные в группу видов-двойников plumosus (*C. agilis*, *C. balatonicus*, *C. borokensis*, *C. uratensis*, *C. nudiventris*, *C. plumosus*), в другой – виды из цитоккомплексов pseudothummi (*C. dorsalis*, *C. luridus*, *C. pseudothummi*) и thummi (виды-двойники из группы piger – *C. piger* и *C. riparius*).

Объединение *C. piger* и *C. riparius* в одном кластере с видами из цитоккомплекса pseudothummi является отражением их эволюционной истории. Согласно гипотезе Кайла [8] исходно эти виды по структуре кариотипа принадлежали к цитоккомплексу pseudothummi (сочетание плеч в хромосомах кариотипа AE BF CD G). Однако относительно недавно хромосомы AE и BF в их кариотипе обменялись плечами и превратились в AB и EF. Вследствие чего структура кариотипа этих видов стала соответствовать структуре кариотипа цитоккомплекса thummi (AB, CD, EF, G). Тем не менее, по большинству генетических характеристик эти виды оказываются ближе к видам из цитокком-

плекса *pseudothummi*, чем к видам из цитоконкомплекса *thummi* [9–11]. Объединение *C. piger* и *C. riparius* с видами цитоконкомплекса *pseudothummi* наблюдается и при анализе филогении видов рода *Chironomus* с использованием последовательностей дисков в поли-тенных хромосомах. В целом топология NJ-деревьев для последовательностей ITS1 и ITS2 показывает, что род *Chironomus* является монофилитическим. Филогенетические деревья видов рода *Chironomus*, построенные для последовательностей ITS1 и ITS2, хорошо согласуются с деревьями, построенными для других маркеров – морфологических, цитогенетических, митохондриальных и ядерных генов.

Полученные результаты позволяют сделать следующие заключения:

1. У видов рода *Chironomus* последовательности ITS1 и ITS2 сходны между собой и отличны от последовательностей 5.8S по нуклеотидному составу, по типам и по уровню изменчивости последовательностей.

2. У видов рода *Chironomus* существует внутри-видовая и межвидовая изменчивость последовательностей ITS1 и ITS2.

3. В роде *Chironomus* эволюционные дистанции ($d_{\text{ГД}}$) между последовательностями каждого из спейсеров (ITS1 и ITS2) растут с увеличением таксономического ранга сравниваемых групп видов.

4. В последовательностях ITS1 и ITS2 найдены фиксированные замены нуклеотидов, различия длины и локализации indel, специфические для разных видов, видов-двойников и цитоконкомплексов рода *Chironomus*.

5. В целом последовательности ITS1 и ITS2 перспективны как молекулярные маркеры для идентификации видов и реконструкции филогенетических отношений видов в роде *Chironomus*.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программ Президиума РАН «Биологическое разнообразие», проект № 23.30 и «Происхождение и эволюция геобиосистем» и гранта РФФИ 10-04-00899.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Секвенирование ДНК» СО РАН (<http://sequest.niboch.nsc.ru>).

Литература

1. Friedrich M., Tautz D. An episodic change of rDNA nucleotide substitution rate has occurred during the emergence of the insect order Diptera // *Molecular Biology and Evolution*. 1997. Vol. 14. P. 644–653.
2. Stage D.E., Eickbush T.H. Sequence variation within the rRNA gene loci of 12 *Drosophila* species // *Genome Research*, 2007. Vol. 17. P. 1888–1897.
3. Gerbi S.A. Evolution of ribosomal DNA // *Molecular evolutionary genetics*. N.Y.: Plenum Press, 1985. P. 419–517.
4. Кикнадзе И.И., Шилова А.И., Керкус И.Е. и др. Кариотипы и морфология личинок трибы Chironomini: Атлас. Новосибирск: Наука, 1991. 115 с.
5. Tamura K., Dudley J., Nei M., Kumar S. MEGA4: Molecular Evolutionary Genetics Analysis (MEGA) software version 4.0 // *Molecular Biology and Evolution*. 2007. Vol. 24. P. 1596–1599.
6. Saitou N., Nei M. The neighbour-joining method: A new method for reconstructing phylogenetic trees // *Molecular Biology and Evolution*. 1987. Vol. 4. P. 406–425.
7. Felsenstein J. Confidence limits on phylogenies: An approach using the bootstrap // *Evolution*. 1985. Vol. 39. P. 783–791.
8. Keyl H.G. Chromosomenevolution bei *Chironomus*. II. Chromosomenumbauten und phylogenetische Beziehungen der Arten // *Chromosoma*, 1962. Vol. 12. P. 464–514.
9. Wülker W. Basic patterns in the chromosome evolution of the genus *Chironomus* (Diptera) // *Z. Zool. Syst. Evol.* 1980. Vol. 18. P. 112–123.
10. Filippova M.A., Gunderina L.I., Kiknadze I.I. A population-genetic study of the species of the *Chironomus* genus (Diptera: Chironomidae) // *Acta Biologica Debrecina Oecologica Hungarica*. 1989. Sup. 2. P. 195–206.
11. Гундерина Л.И., Кикнадзе И.И., Истомина А.Г. и др. Дивергенция последовательностей дисков политенных хромосом как отражение эволюционных преобразований линейной структуры генома // *Генетика*. 2005. Т. 41. С. 187–195.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЦЕПТОРОВ ИММУННОЙ СИСТЕМЫ: FCR, KIR И CD2 СЕМЕЙСТВА ПОЗВОНОЧНЫХ

С.В. Гусельников, А.В. Таранин

Институт химической биологии и фундаментальной медицины СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Исследование сигнальных свойств лейкоцитарных рецепторов привело в последние годы к возникновению центральной парадигмы, согласно которой инициация, амплификация и терминация иммунного ответа являются результатом кооперации между активирующими и ингибирующими рецепторами из надсемейства иммуноглобулинов [1]. Значительную роль в такой кооперации играют так называемые парные рецепторы. Парные рецепторы представляют собой

группы белков со сходными лиганд-связывающими, но противоположными сигнальными свойствами. Ингибирующие формы парных рецепторов содержат сигнальные ИТМ мотивы в своей цитоплазматической части, в то время как активирующие формы обладают укороченными внутриклеточными участками, содержат положительно заряженный аминокислотный остаток в своем трансмембранном (ТМ) районе и ассоциируют с ИТАМ-содержащими

сигнальными субъединицами, такими как FcRg, TcRz, DAP12. Остается неясным, каким образом возникла и совершенствовалась сеть кооперации лейкоцитарных рецепторов в ходе филогенетического развития иммунной системы. Реконструкция молекулярной эволюции этой сети имеет большое значение для выявления факторов эволюции адаптивного иммунного ответа. Помимо фундаментального значения, данные исследования необходимы для более полного и глубокого понимания того, как функционирует иммунная система человека, для прикладной иммунокоррекции и иммунотерапии.

В настоящий момент у млекопитающих идентифицированы и описаны сотни различных лейкоцитарных рецепторов, принадлежащих к десяткам семейств. Ввиду невозможности охватить их всех мы ограничились тремя семействами: лейкоцитарные Fc рецепторы (FcR), рецепторы NK-клеток (KIR) и CD2 рецепторы. FcR и KIR семейства являются классическим примером парных рецепторов и играют важную роль в адаптивном и врожденном иммунитете. Лигандами FcR являются иммуноглобулины (IgG и IgE), а лигандами KIR – молекулы главного комплекса гистосовместимости первого класса (MHC I). CD2 рецепторы не являются парными, но обладают дуализмом в сигнальных свойствах. SLAM белки из CD2 семейства содержат ITSM мотивы, которые могут при определенных условиях выступать как активирующими, так и ингибирующими. Для CD2 рецепторов характерны гомо- и гетерофильные взаимодействия внутри семейства. Считается, что CD2 рецепторы, как и белки FcR и KIR семейств, участвуют в тонкой регуляции эффекторных функций лейкоцитов.

За последние десять лет появились новые данные о ранее неизвестных членах FcR и KIR семейств как у млекопитающих (человек, мышь), так и у представителей птиц (курица), амфибий (шпорцевая лягушка) и костистых рыб (пещерный сомик) [2–4]. Оказалось, что для обоих семейств характерно необычайное разнообразие архитектуры входящих в них рецепторов, т.е. разнообразие внеклеточной лиганд-связывающей области, способа прикрепления к мембране, а также разнообразие внутриклеточных сигнальных мотивов. Вместе с тем, среди рецепторов этих семейств можно найти группы менее диверсифицированные, что может объясняться их функциональной специализацией (собственно FcR и KIR подсемейства, см. таблицу). Филогенетический анализ показал, что основную роль в эволюции парных рецепторов играли видо-специфичные рекомбинационные процессы, обеспечившие постоянную перетасовку отдельных структурных модулей [2, 3].

CD2 семейство изучалось менее интенсивно и на сегодняшний день хорошо охарактеризованы только рецепторы человека и мыши. В настоящее время у человека в семейство включают 11 членов, некоторые из них (CD150, CD84, CD229, CD244, NTB-A и CD319) выделяются в отдельное SLAM подсемейство [5]. Для

того чтобы сделать более ясными функциональные взаимоотношения между различными членами CD2 семейства, а также в целях поиска новых рабочих гипотез о роли этих рецепторов в регуляции клеток иммунной системы, мы предприняли тщательный компьютерный анализ генома шпорцевой лягушки *Xenopus tropicalis*. Использовали ранее разработанные нами подходы, основанные на поиске гомологичных экзонов [2, 3]. Как известно, у человека все белки CD2 семейства, за исключением CD229, имеют два внеклеточных Ig-подобных домена: N-концевой V-домен, лишенный дисульфидных связей, и C2-домен, в котором имеются четыре остатка цистеина и, соответственно, две дисульфидных связи. CD229 состоит из двух пар таких доменов. В общей сложности в геноме *X. tropicalis* мы обнаружили 73 гена, которые содержали экзоны как минимум для одной пары VC2-доменов. Структура многих предсказанных генов была подтверждена с помощью анализа имеющихся в нуклеотидных базах данных EST-последовательностей. Мы выделили четыре типа архитектур, встречающихся в CD2 рецепторах лягушки: трансмембранные рецепторы с сигнальными мотивами; без мотивов; без мотивов с укороченными цитоплазматическими участками и с остатком положительно заряженной аминокислоты в TM; секретлируемые (рис. 1). Для оценки паттерна тканевой экспрессии генов CD2 семейства шпорцевой лягушки был проведен ОТ-ПЦР с мРНК из 10 различных тканей *X. tropicalis*. Для выборки из 10 наиболее филогенетически удаленных друг от друга CD2 генов мы показали, что их паттерны экспрессии, хотя и отличаются друг от друга, в целом являются довольно широкими (данные не показаны). Мы не обнаружили ни одного гена, экспрессирующегося только в лимфоидных органах (тимус, селезенка). Это говорит о том, что функция CD2 лягушки, вероятно, не ограничивается регуляцией клеток иммунной системы.

Ранее упоминалось, что для FcR и KIR семейств характерно необычайное разнообразие в количестве и структуре генов у представителей разных таксонов – млекопитающих, птиц, амфибий и костистых рыб. Исторически сложилось так, что наиболее изученными видами млекопитающих являются человек и мышь. При сравнении FcR и KIR молекул этих двух видов наблюдаются значительные отличия. Для того чтобы понять, являются эти отличия особенностью только человека или только мыши, в нашей лаборатории была исследована структура FcR молекул собаки и опоссума [2]. Оказалось, что хотя и можно найти единичные идентичные молекулы, в целом набор FcR генов уникален для каждого из исследованных видов млекопитающих. Нас заинтересовала подобная видо-специфичная экспансия в рамках одного из таксонов позвоночных, и мы решили провести поиск FcR и KIR генов у ранее не изучавшихся видов птиц, амфибий и костистых рыб. За основу мы взяли общедоступные геномные последовательности. На момент начала исследований были опубликованы геномы пяти рыб: фугу (*Takifugu rubripes*), тетраодон (*Tetraodon nigri-*

Разнообразие архитектуры рецепторов FcR и KIR семейств у человека, мыши, курицы, шпорцевой лягушки *Xenopus tropicalis* и пещерного сомика *Ictalurus punctatus* [3, 4]

Вид	Семейство, подсемейства	# генов	# внекл. архитектур (EC)	TM	Внутрикл. мотивы (IC)	# комбинаций EC-TM-IC		
Человек	FcR	FcR	7	2	s, h, c	ITAM, ITIM, 0	6	
		FCRL	8	7	s, h	ITAM, ITIM	7	
Мышь		FcR	5	2	h, c	ITIM, 0	3	
Курица		FCRL	6	5	s, h	ITAM, ITIM, 0	5	
		FCRL	1	1	C	0	1	
<i>X. tropicalis</i>		XFL	>75	27	s, h, c	ITIM, 0	>36	
<i>I. punctatus</i>		LITR	>10	7	h, c	ITIM, 0	8	
		KIR	7-11	2	h, c	ITIM, 0	4	
Человек	KIR	LILR	13	2	s, h, c	ITIM, 0	5	
		прочие	6	2	s, h, c	ITIM, 0	3	
		Мышь	KIR	2	1	H	ITIM, 0	2
		Курица	PIR	13	1	h, c	ITIM, 0	2
прочие			5	2	h, c	ITIM, 0	3	
<i>X. tropicalis</i>		CHIR	>70	2	h, c	ITIM, 0	6	
		XILR	4	2	C	ITAM, 0	2	

Примечание. # – количество; s – секретируемая форма; h – гидрофобный TM район; c – TM с заряженным аминокислотным остатком.

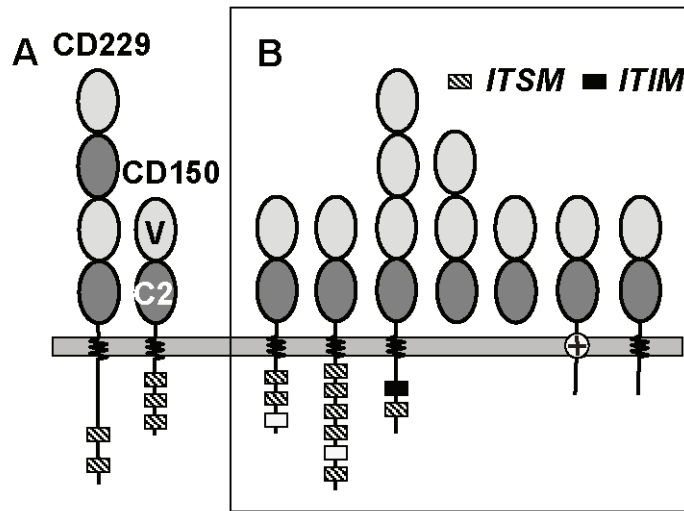


Рис. 1. Строение CD2 рецепторов человека (А) и шпорцевой лягушки *Xenopus tropicalis* (В). Внеклеточные ИГ-домены различных типов показаны овалами разного цвета. Сигнальные мотивы во внутриклеточных областях рецепторов показаны прямоугольниками. TM район, содержащий остаток лизина/аргинина, отмечен плюсом

viridis), рисовая рыбка, или медака (*Oryzias latipes*), колюшка (*Gasterosteus aculeatus*) и полосатый данио (*Danio rerio*). В настоящее время появились еще два генома птиц – полосатый вьюрок и индейка. Ввиду наибольшего количества отсекуемых геномов, а также из-за наибольшей удаленности от млекопитающих, мы выбрали для нашего анализа именно костистых рыб.

Проведенный анализ геномов костистых рыб позволил нам идентифицировать 4 FcR-подобных гена (FCRL) у тетраодона и более чем по 30 генов у колюшки и данио. Гены FcR семейства костистых рыб кодируют трансмембранные рецепторы с внеклеточными областями содержащими от 2 до 11 ИГ-подобных доменов. На основании филогенетического анализа среди ИГ-доменов можно выделить домены D1 и D2 подтипов встречающиеся в FcR-подобных молекулах млекопитающих и амфибий. FCRL костистых рыб имеют черты типичных парных рецепторов – среди них есть белки с ITIM-мотивами в цитоплазматиче-

ских областях (предположительно ингибирующие), а также белки с укороченными внутриклеточными частями, но имеющими заряженные аминокислотные остатки в TM доменах (активирующие).

В целом архитектура FCRL молекул костистых рыб чрезвычайно разнообразна: у тетраодона все FCRL белки имеют уникальную архитектуру, у колюшки имеется 9, а у данио 14 различных архитектур (рис. 2). KIR подобные молекулы в геномах исследованных видов обнаружены не были.

В ходе выполнения настоящей работы мы пришли к выводу, что современные представления о действии лейкоцитарных рецепторов требуют пересмотра. Мы провели сравнительный анализ FcR- и KIR-подобных генов от млекопитающих до костистых рыб и на основании полученных данных мы предполагаем, что разнообразие архитектуры парных рецепторов иммунной системы обусловлено не только и не столько существованием сложной сети межбелковых взаимодействий, обеспечивающей тонкую регуляцию иммунного ответа

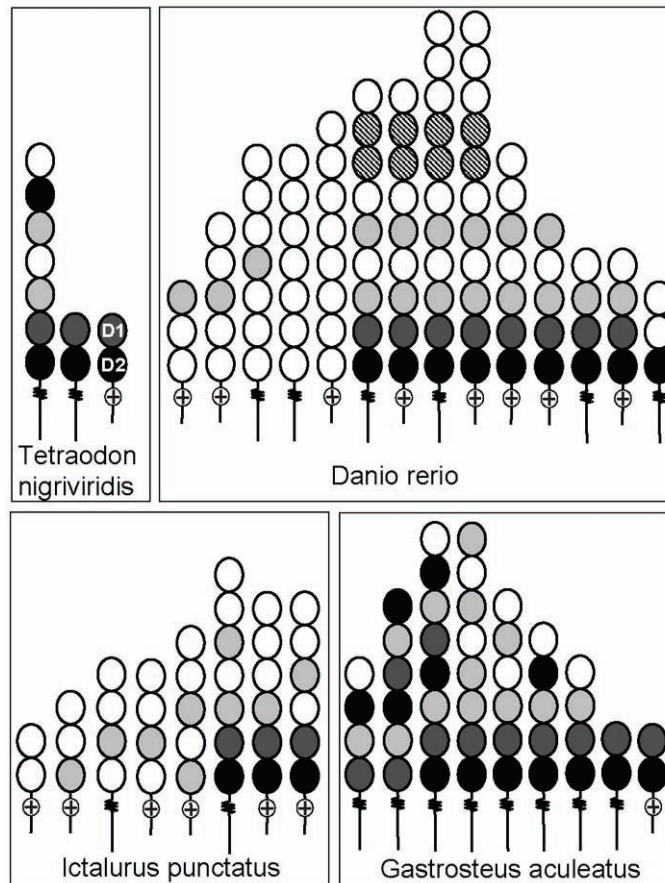


Рис. 2. Строение FcR-подобных рецепторов костистых рыб. Внеклеточные ИГ-домены различных типов показаны овалами разного цвета. ТМ районы, содержащие остаток аргинина, отмечены плюсом

и устойчивость всей иммунной системы. Если парные рецепторы несут какую-то важную иммунорегуляторную функцию, то их структура должна сохраняться у представителей разных таксонов. Но мы наблюдаем поразительное разнообразие структуры парных рецепторов, и оно не может быть объяснено различиями в онтогенетической программе у исследуемых объектов, так как даже при сравнении организмов, внутри класса степень разнообразия такая же, как при сравнении организмов принадлежащих к разным классам. Наиболее вероятным мы видим парные рецепторы в роли белков, напрямую распознающих и связывающих чужеродные микроорганизмы.

Мы полагаем, что физиологические роли, обнаруженные у некоторых парных рецепторов млекопитающих (связывание иммуноглобулинов и МНС), являются относительно недавними функциональными нововведениями. Наши данные по структуре и экспрессии CD2 рецепторов шпорцевой лягушки также

свидетельствуют против их иммунорегуляторной роли и подтверждают недавно появившуюся гипотезу об адгезивной функции CD2 рецепторов.

Литература

1. Ravetch J.V., Lanier L.L. Immune inhibitory receptors // Science. 2000. Vol. 290. P. 84–89.
2. Fayngerts S.A., Najakshin F.M., Taranin A.V. Species-specific evolution of the FcR family in endothermic vertebrates // Immunogenetics. 2007. Vol. 59, № 6. P. 493–506.
3. Guselnikov S.V., Ramanayake T., Robert J., Taranin A.V. Diversity of the FcR- and KIR-related genes in an amphibian Xenopus // Front Biosci. 2009. Vol. 1, № 14. P. 130–140.
4. Stafford J.L., Bengten E., Du Pasquier L., Miller N.W., Wilson M. Channel catfish leukocyte immune-type receptors contain a putative MHC class I binding site // Immunogenetics. 2007. Vol. 59, № 1. P. 77–91.
5. McNerney M.E., Kumar V. The CD2 family of natural killer cell receptors // Curr Top Microbiol Immunol. 2006. Vol. 298. P. 91–120.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ РОЛЬ ПОЛИПЛОИДНОЙ РЕКОМБИНАЦИИ ГЕНОМА ЦВЕТКОВЫХ РАСТЕНИЙ (СООБЩЕНИЕ I)

С.В. Зеленцов

Всероссийский НИИ масличных культур им. В.С. Пустовойта Россельхозакадемии, г. Краснодар, Россия

Принято считать, что наиболее весомый вклад в видо- и формообразовательный процесс у цветковых растений внесла отдалённая гибридизация с последующим удвоением хромосом в F_1 , поскольку большинство наиболее подробно цитогенетически изученных культурных растений – аллополиплоиды [14, 17]. И действительно, аллополиплоиды содержат хорошо идентифицируемые геномы составляющих их элементарных диплоидных видов. Нередко эти виды по отдельности обнаруживаются в природе. В то же время количество случаев искусственного ресинтеза аллополиплоидов, подтверждающих широкую распространённость этого пути генетической эволюции, крайне ограничено и в большинстве случаев сопряжено с необходимостью искусственной полиплоидизации межвидовых и межродовых гибридов для преодоления стерильности. В первую очередь, это аллополиплоидные виды родов *Triticum*, *Brassica*, *Prunus*, *Mentha* и некоторые другие.

Так, например, в литературе хорошо описана схема предполагаемого естественного синтеза одного из наиболее подробно изученных видов культурных растений – твёрдой пшеницы *Triticum durum* с геномом *AB*. Геном твёрдой пшеницы содержит легко идентифицируемый геном *A* пшеницы-однозернянки (*T. monococtum*) и геном *B* спельтоидного эгилопса (*T. (Aegilops) speltoides*), которые теоретически могли скрещиваться между собой [18]. Однако ресинтезировать *T. durum* простым скрещиванием *T. monococtum* и *T. speltoides* без специальных ухищрений (полиплоидизация, культура тканей) в настоящее время не удастся из-за существенных хромосомных различий элементарных видов *A* и *B*.

Вторым необходимым фактором успешной реализации синтеза аллополиплоидов является обязательное удвоение хромосом стерильных межвидовых гибридов в F_1 . Искусственная полиплоидизация путём обработки колхицином и другими реагентами на этом этапе осуществляется легко. Однако естественное удвоение хромосом конкретного гибридного растения в нужном (F_1) поколении имеет очень низкую вероятность. Вероятность же совместного проявления этих событий (успешная межвидовая гибридизация и удвоение хромосом в F_1) в соответствующей очередности приобретает исчезающе малую величину.

В связи с этим можно смело утверждать, что схемы естественного синтеза аллополиплоидных видов были основаны только на фактах самостоятельного существования составляющих их элементарных видов и отсутствии сведений о других механизмах их

образования. Как правило, вероятность реализации подобных схем с учётом биологической возможности успешной естественной межвидовой гибридизации и последующей полиплоидизации, а также статистическая вероятность проявления данных событий, причём в заданной очередности, стремится к нулю.

В то же время имеющийся широчайший полиморфизм признаков в пределах таксонов различных уровней свидетельствует о существовании естественных механизмов образования как новых признаков, так и новых таксонов на основе возможно уже известных, но ещё не учтенных механизмов генетической дивергенции [4, 5].

На сегодняшний день существует несколько теорий эволюции, адаптированных для разных таксономических уровней. Из них наиболее убедительно формообразование цветковых растений объясняют синтетическая (СТЭ) и квантовая или сальтационная (КТЭ), теории эволюции [4, 11]. Однако СТЭ не обеспечивает достаточной скорости эволюции, а для КТЭ проблематично прохождение так называемого игольного ушка малой численности вновь образованных форм. Единственным воспроизводимым примером видообразовательных событий считается полиплоидия, а все остальные примеры описания видообразовательных процессов основаны на косвенных доказательствах и логических умозаключениях [12]. При этом полиплоидия представляет наглядный пример возможности «мгновенного» видообразования, так как только одно-два поколения необходимы для перехода на другой уровень плоидности [15]. Вновь образовавшиеся полиплоиды немедленно образуют барьер скрещивания с диплоидными предками из-за различий в количестве хромосом и в дальнейшем эволюционируют независимо друг от друга [6, 17]. К тому же бесспорным фактом является наличие в центрах видообразования культурных растений полиплоидных рядов множества родов растений, включающих пшеницу, подсолнечник, сафлор, мяту перечную, ананас настоящий, картофель и др. [3]. Поэтому вполне логично предположить, что одним из вероятных естественных путей генетической эволюции на различных таксономических уровнях у высших растений может быть полиплоидия или процессы, её сопровождающие.

К настоящему времени установлено, что обладая большой экологической пластичностью, полиплоидные виды оказываются способными распространяться по краям ареала произрастания своего рода в более суровых местообитаниях. Нередко центры разнообра-

зия генов у культурных растений приурочены к горным рельефам [2, 3]. В высокогорных зонах на высотах 2 250–3 200 м отмечается увеличение частот неравных расхождений хромосом к полюсам в анафазе, нередко приводящие к анеуплоидии. У многих видов растений в этих же условиях часто наблюдается двухъядерность, и, как следствие, увеличивается частота появления полиплоидных форм. Эти явления, возникающие в горных условиях, могут служить основой формообразования в процессе эволюции горных растений [11, 13, 18].

Образование автополиплоидных форм за счёт образования несокращённых (диплоидных) гамет в северных, пустынных или горных регионах, очевидно, связано с резкой сменой дневных и ночных температур, сухим воздухом и сильными морозами, или очень высокими температурами воздуха и почвы. Значительные перепады температур могут вызывать также и соматическую автополиплоидию [1, 13, 17].

Согласно наблюдениям многих авторов, ранние автополиплоиды, как правило, нестабильны. В последующих поколениях из них часто выщепляются растения с более низким уровнем пloidности – анеуплоиды и возвратные диплоиды, в том числе с рекомбинированными наборами хромосом. Ряд исследователей считает, что причиной этого может быть нерегулярное распределение хромосом из-за образования нарушений в мейозе и последующей редукцией пloidности [1, 6–8].

Реверсия части полиплоидов на исходный уровень пloidности позволяет получать диплоидные фертильные растения с рекомбинированными наборами хромосом [1, 6, 7]. Таким образом, естественная полиплоидизация высших растений в стрессовых условиях и широкая рекомбинация признаков на основе полиплоидной рекомбинации геномов вполне могут объяснить естественное образование форм с широким диапазоном и сочетанием признаков, минуя длительный и громоздкий путь межвидовой гибридизации.

На основе уже известных сведений о полиплоидии растений нами постулируются следующие положения:

– в природе с определенной частотой постоянно осуществляется спонтанная полиплоидизация высших растений [6, 9, 15];

– полиплоидизация приводит к образованию поливалентов в мейозе. С этим связаны нарушения конъюгации и кроссинговера гомологичных хромосом, вызывающие их структурные изменения [9, 16, 17];

– нерегулярное распределение дочерних хромосом в мейозе у ранних автополиплоидов приводит к редукции пloidности гамет и образованию анеуплоидов и возвратных диплоидов [1, 6, 8].

Для обозначения рекомбинированных форм с возвратнойкратно пониженной пloidностью нами введён дополнительный термин – «реплоид»

На основе предложенных постулатов формулируются основные положения гипотезы полиплоидной рекомбинации генома цветковых растений:

– у «ранних» автополиплоидов при мультивалентной конъюгации и кроссинговере происходят асимметричные обмены гомологичными участками хромосом;

– структурные изменения хромосом приводят к количественным и качественным изменениям существующих или к образованию новых признаков;

– реплоидные формы образуются на основе составляющих полиплоидный геном диплоидных геномов, включая рекомбинированные наборы хромосом. При этом образовавшиеся реплоиды могут сохранять возникшие при мультивалентной конъюгации и неравном кроссинговере новые признаки [7, 8].

В рамках предлагаемой гипотезы образование любого аллополиплоидного вида, например той же твёрдой пшеницы, могло идти следующим образом.

Исходная диплоидная форма *T. monosocum* с геномом *A* переходит на тетраплоидный уровень (геном *AA*). Как уже отмечалось выше, вновь образованные полиплоиды нестабильны. Для их стабилизации необходимо структурное изменение хотя бы одного из составляющих полиплоид гомологичных диплоидных наборов хромосом. Нестабильный естественный автополиплоид *AA* по мере накопления хромосомных рекомбинаций в одном из диплоидных геномов стабилизируется, образуя последовательно промежуточный геном *AA_B*, а затем геном *AB* – предковую форму *T. durum*. Аналогичным образом предковая форма *T. durum* могла сформироваться в результате полиплоидной рекомбинации из более архаичной эгилопсоидной пшеницы *T. (Ae.) speltoides* на базе генома *B*. Часть особей с геномами *AA_B* и *AB* могут дать реплоидное потомство с исходным диплоидным уровнем. Причем часть реплоидов будут нести рекомбинированные геномы *A_B* и *B*, давая начало новым диплоидным видам и разновидностям.

Исследования по экспериментальной проверке основных положений гипотезы полиплоидной рекомбинации генома проводились во ВНИИ масличных культур (г. Краснодар) в 1998–2008 гг. на некоторых видах сои: культурной сое *Glycine max*, полукультурной сое тонкой (*G. gracilis*) и дикорастущей уссурийской сое (*G. soja*). В потомстве искусственных полиплоидов всех этих видов были получены реплоидные рекомбинанты, отличающиеся от исходных форм целым спектром изменённых или новых, в том числе утерянных в процессе эволюции, признаков. Все рекомбинированные признаки у реплоидов сои всех исследованных видов были наследственно детерминированы и не расщеплялись в потомстве.

У реплоидов культурной сои получены различные вариации окраски створок бобов, опушения стебля и венчика цветков, оболочки и рубчика семени. У части реплоидных форм сои изменялись также вегетационный период, габитус куста, форма и размеры листовых пластинок, размеры бобов, размеры и масса семян. В ряде случаев формировались признаки, свойственные даже дикорастущим предковым формам, и отсутствовавшие у исходного сорта.

У реплоидов сои уссурийской и сои тонкой с «дикими» признаками (стелющийся или лазающий лиановидный стебель, мелкие чёрные или коричневые семена, мелкие листья) обнаружены рекомбинанты с более крупными жёлто-окрашенными семенами культурного типа и крупные листовые пластинки. У отдельных реплоидов из дикорастущих форм вьющийся тип куста изменился на полустамбовый.

В целом, практическое применение положений гипотезы полиплоидной рекомбинации генома на примере сои привело к образованию целого ряда изменённых или новых признаков, а у дикорастущих и полукультурных форм сои – к образованию реплоидов соответственно с полукультурными и культурными признаками. Это позволяет признать полиплоидную рекомбинацию генома одним из действующих путей генетической эволюции цветковых растений.

Литература

1. Бреславец Л.П. Полиплоидия в природе и опыте. М.: АН СССР, 1963. 364 с.
2. Вавилов Н.И. Центры происхождения культурных растений. // Тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции. Л., 1926. Т. 16, № 2. С. 248.
3. Вавилов Н.И. Избранные сочинения. Генетика и селекция. М.: Колос, 1966. 559 с.
4. Грант В. Эволюционный процесс. Критический обзор эволюционной теории. М.: Мир, 1991. 488 с.
5. Жуковский П.М. Пути эволюции культурных растений на основе генетических и ботанических закономерностей // Генетика. 1965. № 1. С. 41–49.
6. Жуковский П.М. Эволюционные аспекты полиплоидии растений // Полиплоидия и селекция / Под ред. Н.В. Турбина и др. Минск: Наука и техника, 1972. С. 9–18.
7. Зеленцов С.В. Использование полиплоидной рекомбинации генома в увеличении полиморфизма у сои // Доклады РАСХН. 2002. № 3. С. 3–5.
8. Зеленцов С.В. Полиплоидная рекомбинация генома как фактор формообразования у высших растений // Электронный журнал «Исследовано в России». М.: МФТИ, 2002. С. 35, 357–370. URL: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/035pdf>
9. Навашин М.С. Хромосомы и видообразование // Бот. журнал. 1957. Т. 42, № 11. С. 1615–1634.
10. Симпсон Д.Г. Темпы и формы эволюции. М.: Гос. изд. иностр. лит-ры, 1948. 360 с.
11. Соколовская А.П., Стрелкова О.С. О закономерностях географического распространения полиплоидных видов растений // Полиплоидия у растений: Тр. совещ. по полиплоидии растений. М.: АН СССР, 1962. С. 83–89.
12. Стегний В.Н. Системная реорганизация генома при видообразовании // Проблемы генетики и теории эволюции / Под ред. В.К. Шумного, А.О. Рувинского. Новосибирск: Наука, 1991. С. 242–252.
13. Шмальгаузен И.И. Факторы эволюции (теория стабилизирующего отбора). М.; Л., 1946. 296 с.
14. Baker H.G. Taxonomy and the biological species concept in cultivated plants // Genetic resources in plants / Ed. by O.H. Frankel, E. Benett. Oxford: GB, 1970. P. 49–68.
15. Harlan J.R. Crops and Man. Madison-Wisconsin, 1975. 295 p.
16. Russell P.J. Genetics. Boston; Toronto: Little, Brown & Co, 1986. P. 19–20.
17. Sharma S.R. Principles and practice of plant breeding. New Delhi, 1994. 599 p.
18. Zohary D. Centers of diversity and centers of origin // Genetic resources in plants / Ed. by O.H. Frankel, E. Benett. Oxford: GB, 1970. P. 33–42.

СПОНТАННАЯ ПОЛИПЛОИДНАЯ РЕКОМБИНАЦИЯ ГЕНОМА КУЛЬТУРНОЙ СОИ *GLYCINE MAX* (L.) MERRILL КАК ПРИМЕР ФОРМООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЭВОЛЮЦИИ ЦВЕТКОВЫХ РАСТЕНИЙ (СООБЩЕНИЕ II)

С.В. Зеленцов, Е.В. Мошненко

Всероссийский НИИ масличных культур им. В.С. Пустовойта Россельхозакадемии, г. Краснодар, Россия

Общий анализ развития теории центров происхождения и формообразования культурных растений показывает, что в течение всего XX в. последовательно совершенствовались и уточнялись локализация и границы и ареалы как первичных, так и вторичных генцентров и нонцентров. Однако если появление новых, перспективных для селекции признаков у культурных растений во вторичных очагах было изначально очевидно и являлось результатом отборов полезных мутаций и гибридизации, то формообразование в первичных очагах остаётся не полностью ясным до сих пор [1, 2, 10].

Первым, зафиксированным ещё Н.И. Вавиловым, самостоятельным очагом происхождения культурной

сои *Glycine max* (L.) Merrill был Китайский центр, охватывающий Центральный и Западный Китай [1]. В этом же очаге широко распространён и другой вид сои – дикорастущая уссурийская соя *G. soja* Sieb. et Zuss., признанная предковой формой культурной сои *G. max* [6, 9, 11]. В более поздней и расширенной работе П.М. Жуковского по изучению центров происхождения культурных растений дополнительно к Китайскому очагу происхождения сои был добавлен Австралийский очаг, где были обнаружены и описаны дикорастущие виды сои, отличающиеся многолетним циклом развития и широким геномным полиморфизмом [2]. При этом Австралийский очаг, как более богатый по сравнению с Китайским очагом по числу

произрастающих видов сои, признан более древним. Соответственно, комплекс признаков многолетних австралийских видов может служить начальной точкой отчёта при изучении филогенеза рода Соя [6, 9, 11]. Ещё одной особенностью Австралийского очага является наличие полиплоидных рядов и анеуплоидных форм, как минимум, у 3 видов дикорастущей сои, ареалы которых заходят даже на Индокитайский полуостров и смыкаются с Китайским очагом [12].

Обращает на себя внимание тот факт, что первичные очаги происхождения сои частично ограничены горными, пустынными или таёжными ландшафтами, климатические условия которых и могли послужить, с одной стороны, естественными границами ареала, а с другой стороны – катализаторами формообразования на основе полиплоидной рекомбинации генома. В связи с этим можно предположить, что произрастание сои за пределами естественных очагов происхождения будет сопровождаться увеличением частот спонтанной полиплоидизации, полиплоидной рекомбинацией геномов с последующим образованием широкого спектра реплоидов сои с рекомбинированными признаками в рамках теории полиплоидной рекомбинации генома [3, 5].

Практически во всех соепроизводящих странах мира существующие методики первичного семеноводства культурной сои регламентируют обязательное удаление в сортовых посевах нетипичных форм растений. В связи с тем, что соя относится к строгим самоопылителям и горизонтальный перенос генов имеет место лишь в единичных случаях, такие операции должны радикально улучшать генетическую чистоту сорта. Тем не менее, в последующих поколениях регулярно обнаруживаются растения, отличные от общей популяции по одному или нескольким морфологическим признакам [7, 8].

Как правило, появление таких растений трактуется как результат механического или генетического засорения. Действительно, отдельные нетипичные

растения легко идентифицируются как принадлежащие другим известным сортам. Другая, крайне незначительная часть нетипичных растений даёт расщепление в потомстве по морфологическим признакам, что позволяет отнести их к спонтанным межсортовым гибридам. Однако регулярно в посевах сои обнаруживаются растения, фенотипы которых аналогичны искусственным автотетраплоидам, и представляют собой спонтанно образовавшиеся естественно-полиплоидные формы. Удвоенная плоидность таких растений легко идентифицируется цитогенетическим анализом [4].

Для выяснения, является ли естественная полиплоидизация сои разовым или регулярным событием для данного региона, нами была исследована динамика численности полиплоидных растений при пересевах. Установленная частота их образования оценивалась на примере двух модельных сортов сои: раннего сорта Лира и среднего сорта Рента, соответственно с максимальным и минимальным количеством образующихся полиплоидов (табл. 1).

На примере фактической частоты встречаемости естественно-полиплоидных форм в модельных сортах сои для них было рассчитано теоретически ожидаемое количество полиплоидных растений при пересевах семян в течение последующих 2 лет при стандартной густоте 300 тыс. раст./га. Для этого в 2003 г. в посевах исследуемых сортов, из урожая которых планировали брать семена для пересева, тщательно удалили все нетипичные и полиплоидные растения. За нулевую гипотезу принимали факт спонтанной полиплоидизации как уникальное однократное событие.

Как следует из представленной в табл. 2 динамики теоретически ожидаемой численности, уже в следующем году количество спонтанных полиплоидов теоретически должно экспоненциально уменьшиться до 1,4–9,0 шт./га, а через два года их общее количество не должно превышать 0,01–0,6 шт./га.

Таблица 1

Частота встречаемости и продуктивность полиплоидных растений в семеноводческих посевах некоторых сортов сои (Краснодар, 2003 г.)

Сорт	Растения, типичные для сорта		Спонтанные полиплоиды		
	растений, шт./га	семян, шт./растение	растений		семян, шт./растение
			шт./га	%	
Лира	300 000	89,3	196	0,065	4,1
Рента	300 000	78,6	28	0,009	3,9

Таблица 2

Теоретически ожидаемое и фактическое количество естественных полиплоидов в посевах модельных сортов сои при пересевах, шт./га (Краснодар, 2003–2005 гг.)

Сорт	Количество полиплоидных растений, шт./га				
	2003 г. (исходное)	2004 г.		2005 г.	
		ожидаемое	фактическое	ожидаемое	фактическое
Лира	196	9,0	49	0,6	72
Рента	28	1,4	45	0,01	48

Фактические наблюдения за динамикой частоты встречаемости полиплоидных растений в семеноводческих посевах показали, что на сорте

Лира количество таких растений при пересеве семян в следующем, 2004 г., составило 49 шт./га, а в 2005 г. – 72 шт./га. В посевах сорта Рента было в

последующие два года обнаружено 45 и 48 шт. полиплоидов на 1 га.

В целом, наши исследования в последнее десятилетие показали, что практически на всей территории Западного Предкавказья в промышленных посевах всех сортов сои обнаруживаются автополиплоидные растения. В посевах 15 различных сортов сои ежегодно обнаруживали спонтанные полиплоиды с частотами от 0,001 до 0,04% от общего числа растений, что позволило сделать вывод об активной естественной полиплоидизации сои в эколого-географических условиях Западного Предкавказья [4, 7, 8].

Ранее нами уже было показано, что рекомбинации генома сои на полиплоидном уровне нередко сопровождаются появлением в потомстве полустерильных полиплоидных растений фертильных диплоидов, отличающихся от исходной материнских форм по целому ряду количественных и качественных признаков [3, 8]. Следовательно, любое полиплоидное растение сои, способное сформировать семена, через определённое число поколений может привести к генетическому засорению линейного сорта и формированию полигенной популяции, даже в условиях полной изоляции и отсутствия переноса пыльцы от других сортов.

Нестабильность регулярно образующихся естественных полиплоидов сои и частичный возврат их потомства на диплоидный уровень, в том числе с изменёнными или новыми количественными и качественными признаками, способствуют постоянному биологическому засорению сои различными типами реплоидных форм [3, 4].

Полученные данные свидетельствуют об активном формообразовательном процессе у культурной сои на основе полиплоидной рекомбинации генома, по меньшей мере, частично совпадающим с аналогичными механизмами первичного накопления полиморфизма в периферийных зонах Китайского очага формообразования сои, но далеко за его пределами, в частности в эколого-географических условиях Западного Предкавказья.

Подобные факты спонтанной полиплоидизации с высокой вероятностью последующей полиплоидной рекомбинации геномов сои осуществляются и в других, удалённых от первичного очага происхождения сои, эколого-климатических областях вторичного формообразовательного ареала вида. Во всяком случае, авторам известны устные сообщения об обнаружении спонтанных полиплоидов в промышленных посевах сои в России – в Центрально-Чернозёмном регионе и в Приморье, а также в Иране, Аргентине, США и ЮАР. Не исключено, что аналогичные ме-

ханизмы расширения полиморфизма свойственны и растениям из других родов и семейств.

По нашему мнению, активный микроцентр спонтанного полиплоидного рекомбиногенеза сои в Западном Предкавказье представляет собой новый тип ботанико-географического очага образования генетического разнообразия культурных растений и является подтверждением продолжающегося естественного формообразовательного процесса сои.

Литература

1. Вавилов Н.И. Избранные сочинения. Генетика и селекция. М.: Колос, 1966. 559 с.
2. Жуковский П.М. Новые очаги происхождения и генцентры культурных растений и узкоэндемичные микроцентры родственных видов // Ботанический журнал. 1968. Т. 53, № 4. С. 430–460.
3. Зеленцов С.В. Использование полиплоидной рекомбинации генома в увеличении полиморфизма у сои // Доклады РАСХН. 2002. № 3. С. 3–5.
4. Зеленцов С.В., Мошненко Е.В. Явление естественной полиплоидизации у культурной сои *G. max* (L.) Merrill // Научно-технический бюллетень Всероссийского НИИ масличных культур. 2002. Вып. 127. С. 3–6.
5. Зеленцов С.В. Полиплоидная рекомбинация генома как фактор формообразования у высших растений // Электронный журнал «Исследовано в России». М.: МФТИ, 2002. С. 35, 357–370. Режим доступа: <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2002/035pdf>
6. Корсаков Н.И. Географические очаги формообразования и гомологические ряды в наследственной изменчивости признаков рода *Glycine* L. // Тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции. 1982. Т. 72, № 1. С. 3–15.
7. Мошненко Е.В. Частота встречаемости естественных полиплоидов у культурной сои в условиях Краснодарского края // Материалы 4-й регион. научн.-практич. конф. «Научное обеспечение агропромышленного комплекса». Краснодар, 2002. С. 46–47.
8. Мошненко Е.В., Зеленцов С.В. Спонтанная полиплоидизация у сои в условиях Краснодарского края // Итоги исследований по сое за годы реформирования и направления НИР на 2005–2010 гг. Краснодар, 2004. С. 74–82.
9. Теплякова Т.Е. Номенклатурный анализ основных таксономических систем сои культурной (*Glycine max* (L.) Merr.) // Сб. науч. тр. по прикл. ботанике, генетике и селекции. 1997. Т. 152. С. 102–110.
10. Harlan J.R. Agricultural Origins: Centers and Noncenters // Science. 1971. Vol. 174. P. 468–474.
11. Hymowitz T., Newell C.A. Taxonomy, speciation, domestication, dissemination, germplasm resources and variation in the genus *Glycine* // Advances in Legume Science. Kew: Royal Botanic Gardens, 1987. P. 251–264.
12. Palmer R.G., Hymowitz T., Nelson R.L. List of the genus *Glycine* Willd. N.Y., 1996. P. 10–13.

РОЛЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ В ЭВОЛЮЦИИ РАСТЕНИЙ

С.С. Кирикович, Е.В. Левитес

Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Дарвиновская концепция видообразования и вслед за ней синтетическая теория рассматривают в качестве основы эволюции живых организмов возникновение и постепенное накопление ими наследуемых мельчайших изменений (мутаций), приводящих в конечном счете к появлению нового вида в недрах старого. Однако мутационные теории объясняют только разнообразие признаков, например окраски цветков, формы листьев, карликовости, безостости и т.п., в пределах вида, реже рода [1]. Механизмы формирования и увеличения полиморфизма в пределах известных в настоящее время мутационных теорий формообразования и эволюции не полностью объясняют существующее разнообразие растений. Более того, генетические основы видообразования до сих пор остаются важнейшей нерешенной проблемой в теории эволюции [2, 3]. Недостаточность положений мутационных теорий заключается в том, что они не дают убедительного ответа на причины широкой дивергенции видов и не учитывают целый ряд крупных (сальтаторных) изменений, приводящих к эволюционным преобразованиям. К разряду сальтаторных изменений можно отнести полиплоидию, рассматриваемую как геномную (эпигеномную) мутацию, обусловленную изменением числа геномов в клетке. К сальтаторным изменениям относятся также и системные мутации, представляющие собой результат изменения пространственного расположения хромосом в ядре клетки. Возникающие при этих типах мутаций новые формы резко отличаются от предковых целым комплексом признаков [4].

В настоящее время пристальное внимание исследователей приковано к изучению необычайно широкого класса мало исследованной ранее изменчивости, называемой эпигенетической. Эпигенетическими называют изменения активности и экспрессии генов, возникающие в процессе индивидуального развития организма и не связанные с нарушением нуклеотидной последовательности ДНК, но приводящие к сохранению активного или неактивного состояния генов в ряду клеточных и половых поколений [5]. Сохранение состояния генов в ряду клеточных поколений является основой дифференцировки тканей в онтогенезе. Эволюционная значимость эпигенетической изменчивости определяется лежащими в ее основе процессами, приводящими к высокой частоте изменений, их стойкостью в ряду поколений и связью с процессами размножения. Несмотря на большое число работ, посвященных молекулярным исследованиям механизма эпигенетических изменений, полная картина происходящих при этом событий

неясна. В изучении эпигенетической изменчивости и её роли в эволюционном процессе большое значение имеет определение частоты и характера наследования возникающих изменений.

Частота возникающих изменений может зависеть от внешних индуцирующих факторов, таких, например, как температура, питание, эпимутагены. Показано, что резкое изменение температурного режима и минерального питания проростков различных линий льна вызывает появление мощных высокорослых растений (генотрофов), у которых увеличен вес и размер семян, изменен характер опушения листьев [6]. Возникшие у генотрофов изменения оказались наследуемыми и сохранялись в течение многих поколений [6].

К внешним факторам, вызывающим эпигенетические изменения, можно отнести воздействие эпимутагенов, веществ, которые не меняют нуклеотидной последовательности генов, но с высокой частотой изменяют их состояние, переводя его в активное или неактивное. Получаемые изменения называют эпимутациями. Индуцирование эпимутаций позволяет изучать механизм их возникновения и моделировать процессы, которые могут иметь место в эволюции растений. В качестве эпимутагенов используют: 5-азацитидин, являющийся ингибитором метилирования ДНК [8, 9], колхицин, вызывающий удвоение генома [10, 11], никотиновую кислоту, стимулирующую обменные процессы [12], Тритон X-100, нарушающий взаимодействие белков с ядерной мембраной [13, 14]. Эпигенетические состояния, возникающие после воздействия эпимутагенов, могут сохраняться в течение многих поколений. Разнообразие веществ, способных вызывать эпигенетические изменения у растений, говорит о существовании в геноме многих участков, способных воспринимать воздействие внешней среды.

Эпимутаген 5-азацитидин, меняя профиль метилирования ДНК, активирует гены, что приводит к изменению многих морфофизиологических признаков [8, 9]. Деметилированное под влиянием 5-азацитидина состояние ДНК способно сохраняться в ряду клеточных и половых поколений [8, 9]. Несмотря на большую значимость метилирования в эпигенетической изменчивости и в эволюции, этот процесс, тем не менее, следует рассматривать как следствие, как способ записи и закрепления возникающих в геноме изменений, а не как их причину.

Смена уровня ploидности в естественных условиях или под действием эпимутагена колхицина приводит к изменению многих морфологических, физио-

логических и репродуктивных признаков растения, которые сохраняются в течение многих поколений. Полиплоидизация, сопровождающаяся изменением большого числа признаков, представляет собой яркое проявление эпигенетической изменчивости, поскольку при этом нуклеотидные последовательности не меняются, а меняется лишь число хромосом и, соответственно, число генов в ядре клетки [10]. Сопровождающее полиплоидию изменение дозы генов является одним из важных механизмов, влияющих на эпигенетическую изменчивость. На важную роль полиплоидии в эволюционном процессе указывает тот факт, что до 70% видов покрытосеменных растений – полиплоиды. Обусловленное полиплоидией увеличение дозы генов приводит в действие компенсаторные механизмы, проявляющиеся в эпигенетической инактивации многих генов [11]. Было показано, например, что перевод растения кукурузы с диплоидного уровня на тетраплоидный изменяет относительную активность ферментных локусов, контролирующих алкогольдегидрогеназу (ADH), а также изменяет динамику их экспрессии в онтогенезе [15]. Этот пример показывает, что полиплоидия изменяет межгенные взаимодействия. Именно изменение дозы генов является, на наш взгляд, наиболее важным для эволюционного процесса фактором.

Эпимутации у пшеницы, вызываемые никотиновой кислотой, характеризуются увеличением размеров колоса, узлов стебля, числа зерен в колосе, изменением биохимических признаков и сохраняются в течение многих половых поколений; к 2006 г. число этих поколений достигло 63 [12]. Молекулярные исследования генов льна и пшеницы показали, что наследуемые изменения морфологических признаков обусловлены изменениями количества и структуры ДНК в ядре клетки [7, 12].

Общее, что объединяет известные эпимутагены, – это высокая частота и широкий комплекс вызываемых ими изменений. В данном случае моделируется факт резкого сальтаторного появления изменений, которые в силу своей комплексности имеют гораздо более высокую вероятность, по сравнению с единичными изменениями, быть подхваченными отбором.

В недавних исследованиях было обнаружено, что Тритон X-100, используемый обычно как неполярный детергент, также может вызывать наследуемые изменения морфологических признаков у пшеницы и сахарной свеклы [13, 14]. Так, например, воздействие на пшеницу Тритоном X-100 приводило к стопроцентному изменению морфологии колоса и к появлению более плотных и скверхедных колосьев, а также многоколосковых и ветвистых колосьев, к изменению сроков кущения и колошения. Показано, что эти индуцированные признаки наследуются [13]. Воздействие Тритоном X-100 на сахарную свеклу приводило с высокой частотой к изменению морфологии корня и листьев, к изменению признака

фертильности-стерильности, динамики прорастания [14]. В потомстве, полученном от саморепродукции обработанных Тритоном X-100 растений сахарной свеклы, выявлено нарушение экспрессии ферментного локуса, контролирующего глюкозофосфатизомеразу (GPI2): в спектре GPI2 наблюдалось появление изоферментов с измененной электрофоретической подвижностью. В 100 проанализированных опытных семенах число выявленных изменений спектра было равно 15, а в контрольной партии, состоящей из 73 семян, было выявлено лишь одно семя с измененным спектром GPI2. Выявленные различия между опытной и контрольной партиями семян достоверны ($P < 0,01$). Примечательным является то, что сравниваемые по ферменту GPI2 опытные и контрольные растения прошли естественный, ненаправленный отбор: из 300 контрольных семян были выращены и до стадии цветения второго года вегетации сохранились 55 растений (18%), а из 510 обработанных Тритоном X-100 семян выращены и сохранились до цветения лишь 47 растений (9,2%). Этот факт указывает на то, что воздействие Тритоном X-100 снизило жизнеспособность растений ($P < 0,01$), однако, несмотря на прошедший отбор, определенные изменения способны сохраняться и передаваться в следующее поколение, наследоваться.

Характерной особенностью Тритона X-100 как эпимутагена является то, что он действует не на хромосомы и ДНК, а на процесс их взаимодействия с ядерной мембраной и ядерным матриксом. Учитывая тот факт, что ядерная мембрана играет большую роль в структурно-функциональной организации генома, можно сделать вывод о том, что Тритон X-100 можно использовать для получения широкого спектра изменений. Наследование вызванных Тритоном X-100 изменений свидетельствует о том, что ядерная мембрана принимает участие в передаче наследственной информации и несет на себе участки, которые копируются и передаются как в клеточных, так и в половых поколениях.

Экспериментальная индукция эпигенетических изменений у растений представляет собой модель элементарного акта эволюционного процесса. Высокая частота выявляемых эпигенетических изменений указывает на их большую роль в эволюционном процессе. Если обычные мутационные события происходят с частотой порядка 10^{-6} – 10^{-5} , то эпигенетические изменения происходят с частотой нескольких процентов [16, 17]. Это обуславливает высокую скорость эволюционного процесса и объясняет стоящую перед палеоботаникой проблему происхождения цветковых растений. По данным палеоботаники, цветковые растения внезапно появились в меловом периоде без каких-либо промежуточных форм [18]. Это объясняется возможностью одновременных эпигенетических изменений многих признаков и фенотипа растения в целом, происходящих за 2–3 поколения, что в геологических масштабах представляется мгновением.

Таким образом, эпигенетическая изменчивость представляет собой не только основной механизм

репрессии и дерепрессии генов в онтогенезе, но также и мощный способ изменения и эволюции генома. Огромная значимость эпигенетической изменчивости в эволюции обусловлена как высокой частотой возникающих изменений, так и их способностью передаваться в следующие поколения.

Работа финансировалась грантом № 99 по интеграционному проекту СО РАН 2009–2011 гг.

Литература

1. Sharma S.R. Principles and practice of plant breeding. New Delhi, 1994. 599 p.
2. Кайданов Л.З. Генетика популяций. М.: Высшая школа, 1996. 320 с.
3. Зеленцов С.В. Полиплоидная рекомбинация генома как фактор формообразования у высших растений // Исследовано в России. 2002. С. 357–370. Режим доступа: <http://zhurnal.apc.relam.ru/articles/2002/035.pdf>
4. Стегний В.Н. Архитектоника генома, системные мутации и эволюция. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1993. 111 с.
5. Bird A. DNA methylation patterns and epigenetic memory // Genes and Development, 2002. Vol. 16, № 1. P. 6–21.
6. Durrant A. The environmental induction of heritability in *Linum* // Heredity. 1962. Vol. 17, № 1. P. 27–61.
7. Oh T.J., Cullis C.A. Labile DNA sequences in flax identified by combined sample representational difference analysis (csR-DA) // Plant Molecular Biology. 2003. Vol. 52. P. 527–536.
8. Jablonka E., Lamb M.J. The inheritance of acquired epigenetic variations // J. Theor. Biol, 1989. Vol. 139. P. 69–83.
9. Heslop-Harrison J.S. Gene expression and parental dominance in hybrid plants // Dev. Suppl. 1990. P. 21–28.
10. Matzke M.A., Sheid O.M., Matzke A.J.M. Rapid structural and epigenetic changes in polyploidy and aneuploid genomes // BioEssays. 1999. Vol. 21. P. 761–767.
11. Vyskot B. Epigenetic control of gene expression in plants // Votr. Pflanzenzuchtung. 2000. H. 48. S. 297–304.
12. Богданова Е.Д., Левитес Е.В., Махмудова К.Х. Маркерные признаки изменчивости, индуцированной никотиновой кислотой, у *Triticum aestivum* L. // Генетика. 2009. Т. 45, № 3. С. 354–359.
13. Махмудова К.Х., Богданова Е.Д., Левитес Е.В. Индукция Тритоном X-100 наследуемых изменений морфологических признаков у *Triticum aestivum* L. // Генетика. 2009. Т. 45, № 4. С. 564–567.
14. Kirikovich S.S., Levites E.V. Effect of epimutagen Triton X-100 on morphological traits in sugarbeet (*Beta vulgaris* L.) // Sugar tech. 2009. Vol. 11, № 3. P. 307–310.
15. Левитес Е.В., Новожилова Т.И. Изучение активности и изоферментных спектров алкогольдегидрогеназы в полиплоидном ряду кукурузы (*Zea mays* L.) // Генетика. 1978. Т. 14, № 4. С. 581–589.
16. Levites E.V. Epigenetic variability as a source of biodiversity and a factor of evolution // Proc. of the First Intern. conference «Biodiversity and dynamics of ecosystems in north Eurasia». Novosibirsk, 2000. P. 3. P. 73–75.
17. Кирикович С.С., Левитес Е.В. Эпигенетическая изменчивость как фактор эволюции растений // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Междунар. симпозиума, 1–3 ноября 2005 г. Томск: ТГУ, 2005. С. 54–56.
18. Соболев Д.Н. Начала исторической биогенетики. Симферополь: Гос. изд-во Украины, 1924. 204 с.

УГЛЕВОДОРОДЫ-БИОМАРКЕРЫ ЗАОНЕЖСКОЙ СВИТЫ (PR₁) В КАРЕЛИИ

А.Э. Конторович, И.Д. Тимошина, Т.М. Парфенова, А.А. Постников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В архее – нижнем протерозое найдены остатки бактерий и цианобактерий [1, 2 и др.], а также вероятные эукариоты возраста 1,87 млрд лет [3]. Вместе с тем биологическое происхождение остатков в ряде случаев вызывает сомнения [4 и др.]. В архее – нижнем протерозое известны графиты и углеродистые сланцы с изотопно легким углеродом ($\delta^{13}\text{C}$ до -37%) и углеводороды – биомаркеры (*n*-алканы C_{11} – C_{32} , ациклические изопреноиды C_{14} – C_{21} , стераны, терпаны, ароматические стероиды) [1, 5–12 и др.].

Предварительные результаты исследований органического вещества (ОВ) шунгитоносных пород заонежской свиты (2100 ± 20 – 1950 ± 10 млн лет [11]) Онежского синклинория (Балтийский щит), проведенные в ИНГГ СО РАН на образцах карьера Загогино, показали, что органическое вещество преобразовано до стадии графита ($(\text{H}/\text{C})_{\text{ат}}$ керогена находится в пределах 0,06–0,08), которой соответствуют низкие содержания битумоидов (0,007–0,021%), результаты пиролиза, относительно высокие концентрации ^{13}C

($\delta^{13}\text{C}$ в среднем -25%) [13]. В битумоидах максимальные концентрации среди нормальных алканов имеют *n*- C_{16-17} ; отношения $\text{Pr}/\text{Ph} \leq 1$. Полициклические изопренаны характеризуются высокими концентрациями прегнанов, диастеранов ($\text{Dia}/\text{Reg} = 0,4\text{--}0,7$), преобладанием холестана C_{27} в стеранах, гомогопанов C_{35} над C_{34} , трицикловым индексом $I_{\text{TC}} = 2\text{C}_{19-20}/\text{C}_{23-26} < 1$ при высоких концентрациях трициклов [13].

В настоящей работе изучено ОВ заонежской свиты в разрезе скв. Загогинская-175 (таблица, рис. 1), подобное ОВ в ранее изученной коллекции из карьера Загогино [13] по очень низким содержаниям битумоидов, по соотношению нормальных алканов *n*- C_{27}/n - C_{17} , соотношению ациклических изопреноидов Pr/Ph (рис. 1), отношению Dia/Reg , отношению трисноргопанов T_3/T_m , отношению концентраций гомогопанов C_{35} и C_{34} .

ОВ из керна скважины Загогинская-175 отличается от образцов из карьера Загогино меньшим содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ (1,6–2,7,5, в среднем 10,2 по сравнению с 16,8–52,5,

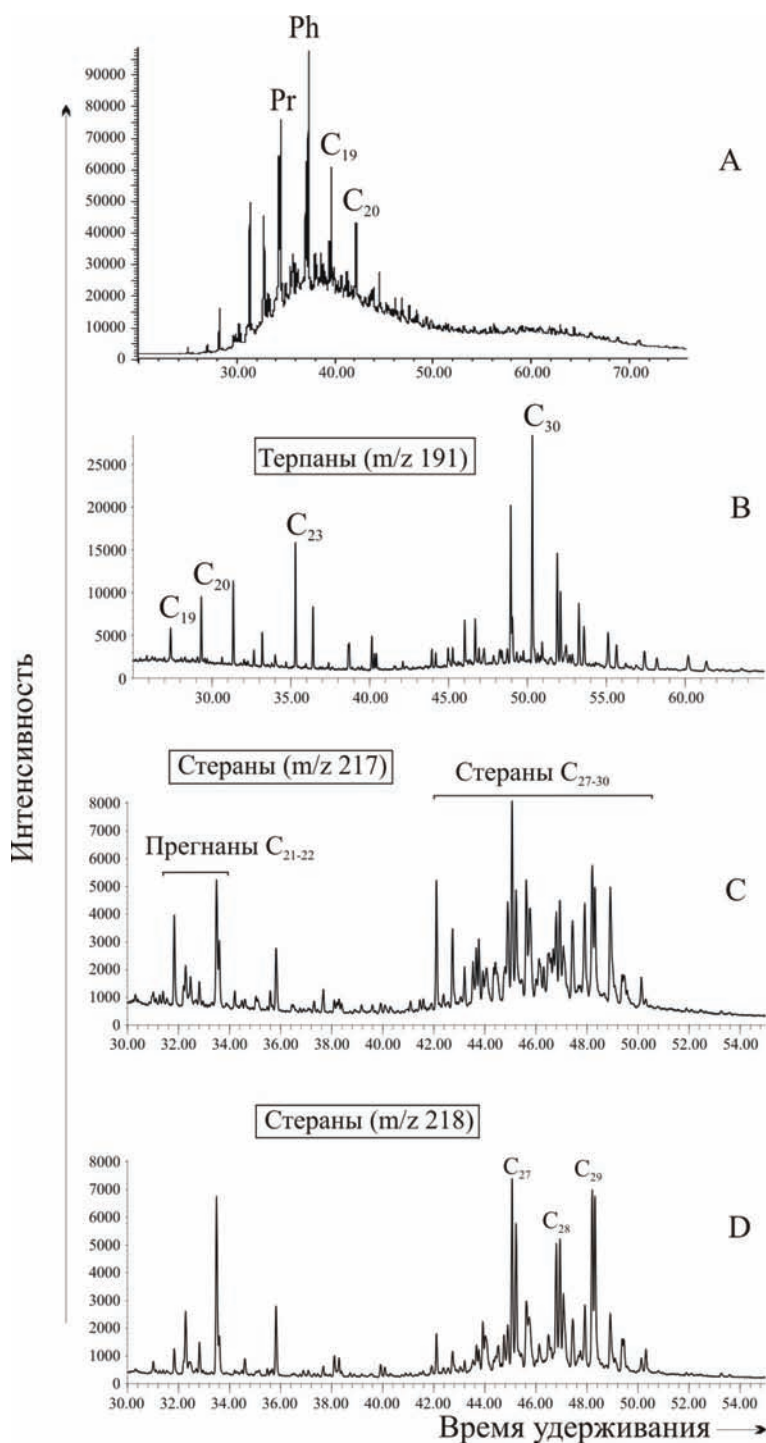


Рис. 1. Типовые хроматограммы (A: C_{20} – число атомов углерода в молекуле нормального алкана, Pr – пристан, Ph – фитан) и масс-фрагментограммы терпанов (B: трицикланы C_{19} , C_{20} , C_{23} , гопан C_{30}) и стеранов (C, D: изостераны C_{27} , C_{28} , C_{29}) хлороформенного битумоида из отложений зонежской свиты (PR1) СКВ. Зажогинская-175 Онежского синклиория (Бадгийский шит)

в среднем 33,8), значительно большими концентрациями ^{12}C ($\delta^{13}C$ варьирует от $-39,7$ до $-28,1\%$, в среднем составляя $-32,4\%$, по сравнению с $-28,5$ до $-23,0\%$, в среднем $-24,8\%$), большим содержанием углеводов и, соответственно, меньшим – смол (27,5–53,9, в среднем 39,3 по сравнению с 50,4–64,3, в среднем 58,4), меньшими концентрациями прегнанов относительно стеранов (отношение стераны/прегнаны варьирует от

1,4 до 8,4, в среднем составляя 3,6, по сравнению с от 1,0 до 2,5, в среднем 1,8), несколько большим содержанием стеранов C_{29} относительно стеранов C_{27} (отношение C_{29}/C_{27} варьирует от 0,9 до 1,2, в среднем составляя 1,0, по сравнению с от 0,5 до 0,7, в среднем 0,6), несколько более высоким стерановым коэффициентом зрелости $C_{29}\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$ (2,5–4,2, в среднем 3,3, по сравнению с 2,5–2,9, в среднем 2,6), повышенным в ряде

образцов трицикловым индексом $2C_{19-20}/C_{23-26}$ (до 1,8, хотя в среднем < 1 , что характерно для морского полимерлипидного ОВ [14]) и более высокими содержаниями гопанов по сравнению с трицикланами (отношение гопаны/трицикланы варьирует от 0,5 до 2,6, в среднем составляя 1,5, по сравнению с от 0,3 до 0,7, в среднем 0,5).

Вариации в групповом и углеводородном составе битумоидов невелики и, возможно, связаны с миграционными эффектами, вызванными перемещениями битумоидов внутри заонежской свиты (параавтохтонные битумоиды по Н.Б. Вассоевичу).

В ОВ скважины Загогинская-175 сохранился свойственный нормально зрелому полимерлипидному аквагенному ОВ [15] изотопный состав углерода (в среднем $-32,4\text{‰}$).

Нахождение стеранов позволяет предполагать существование эукариотов в раннем протерозое, в то время как остальные биомаркеры (гопаны, ациклические УВ, трицикланы) являются свидетельством бактериального вклада, в том числе и цианобактериального [12, 16]. Распределение стеранов с отмеченным высоким содержанием

стеранов C_{27} , характерное для изученной коллекции, является типичным для аквагенных черносланцевых отложений и соответствует УВ, генерированным органическим веществом, предшественниками которого были морские планктонные автотрофные (стеран C_{29}), а также гетеротрофные организмы (стеран C_{27}) [17]. Подобное распределение стеранов было отмечено в нефти из протерозойских отложений бассейна Мак-Артур в Австралии [18], в нефти из отложений венда на Тишковском месторождении Восточно-Европейской платформы [19, 20], а также в экстрактах битумоидов из верхнепротерозойских отложений Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы [21]. Нефти из вендских и нижнекембрийских отложений Ангаро-Ленской ступени и Бахтинского мегавыступа на Сибирской платформе также имеют подобное распределение стеранов [19].

На планктоногенную природу органического вещества заонежской свиты, подвергнувшегося значительной бактериальной переработке в диагенезе, также указывает распределение трициклов с высокими содержаниями трициклана C_{23} и трицикловым индексом $2C_{19-20}/C_{23-26} < 1$.

Геохимические характеристики органического вещества заонежской свиты (PR1) в скв. Загогинская-175 (Онежский синклиниорий, Балтийский щит)

Характеристики		Среднее значение	Разброс значений
$C_{орг.} \%$		10,2	1,6-27,5
$\delta^{13}C_{орг.} \text{‰}$		-32,4	-39,7...-28,1
Хлороформенный битумоид, %		0,003	0,001-0,005
% на битумоид	насыщенные углеводороды	48,6	35,9-60,7
	ароматические углеводороды	12,4	6,9-18,5
	смолы	39,3	27,5-53,9
Ациклические углеводороды	$n-C_{27}/n-C_{17}$	0,0	0,0-0,1
	Pr/Ph	0,8	0,5-1,1
Стераны	стераны/ прегнаны	3,6	1,4-8,4
	Dia/Reg	0,4	0,3-0,4
	C_{29}/C_{27}	1,0	0,9-1,2
	$C_{29}\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$	3,3	2,5-4,2
Терпаны	T_s/T_m	1,0	0,9-1,1
	C_{35}/C_{34}	0,7	0,6-0,8
	$2C_{19-20}/C_{23-26}$	0,9	0,4-1,8
	гопаны/трицикланы	1,5	0,5-2,6

Примечание. $n-C_{27}/n-C_{17}$ – отношение нормального алкана C_{27} к C_{17} , Pr/Ph – отношение пристана к фитану, стераны/прегнаны – отношение стеранов C_{27-30} к прегнанам C_{21-22} , Dia/Reg – отношение диастеранов C_{27-30} к регулярным стеранам C_{27-30} , C_{29}/C_{27} – отношение стеранов $C_{29}(\alpha\alpha+\beta\beta+\beta\alpha)$ к стеранам $C_{27}(\alpha\alpha+\beta\beta+\beta\alpha)$, $C_{29}\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$ – отношение $\beta\beta$ -стеранов C_{29} S- и R-конфигураций к $\alpha\alpha$ -стеранам C_{29} R-конфигурации, T_s/T_m – отношение триснорнеогопана C_{27} к трисноргопану C_{27} , C_{35}/C_{34} – отношение гомогопанов $C_{35}S$ и $C_{35}R$ к гомогопанам $C_{34}S$ и $C_{34}R$, $2C_{19-20}/C_{23-26}$ – отношение удвоенной суммы трициклов C_{19} и C_{20} к трицикланам C_{23-26} (трицикловый индекс), гопаны/трицикланы – отношение суммы норгопанов, гопанов и гомогопанов C_{27-35} к трицикланам C_{19-31} .

Бассейн осадконакопления характеризовался низким содержанием карбонатов в осадке, что привело к высоким концентрациям диастеранов. Органическое вещество подверглось диагенетическим трансформациям в восстановительных обстановках без сероводородного заражения, на что указывает отношение гомогопанов $C_{35}/C_{34} < 1$.

В изученных образцах не обнаружено индикаторов континентального органического вещества, таких как олеанан, являющийся диагностическим признаком высших растений. Весь набор биомаркеров (распределения n -алканов, стеранов, трициклов) и соотношения индивидуальных УВ (Pr/Ph, T_s/T_m)

соответствуют морским биопредшественникам, что является одним из признаков отсутствия контаминации более молодыми углеводородами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00705), а также Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 15 (проект 15.1), Программы СО РАН «Геолого-геохимические условия и история формирования месторождений нефти и газа в осадочных бассейнах Сибири» (проект VII.59.2.3), Программы ОНЗ-1 «Фундаментальные проблемы геологии, седиментологии, геохимии нефти и газа, разработка новых технологий прогноза, поиска, разведки и разработки традиционных и нетрадиционных

месторождений углеводородов. Прогноз развития сырьевой базы нефтегазового и нефтехимического комплексов России до 2030 г. и на перспективу до 2050 г.» (Проект 2.3).

Литература

1. *Schopf I.W., Klein C.* The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study. Cambridge University Press, 1992. 1348 p.
2. *Астафьева М.М.* Архей Карелии и бактериальная палеонтология // Эволюция биосферы и биоразнообразие. К семидесятилетию А.Ю. Розанова. М.: Ассоциация научных публикаций КМК, 2006. С. 120–128.
3. *Schneider D.A., Bickford M.E., Cannon W.F. et al.* Age of volcanic rocks and syndepositional iron formations, Marquette Range Supergroup: implications for the tectonic setting of Paleoproterozoic iron formations of the Lake Superior region // *Can. J. Earth Sci.* 2002. Vol. 39. P. 999–1012.
4. *Розанов А.Ю.* Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтологический журнал. 2003. № 6. С. 41–49.
5. *Мишунина З.А.* Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях. Л.: Недра, 1978. 152 с.
6. *Лопатин Н.В.* Образование горючих ископаемых / Ред. А.А. Трофимук. М.: Недра, 1983. 192 с.
7. *Бондарь Е.Б., Клесмент И.Р., Кузник М.Г.* Исследование структуры и генезиса шунгита // Горючие сланцы. 1987. № 4/4. С. 377–393.
8. *Mycke B., Michaelis W., Degens E.T.* Biomarkers in sedimentary sulfides of Precambrian age // *Org. Geochem.*, 1988. Vol. 13, 4–6. P. 619–625.
9. *Mojzsis S.J., Arrhenius G., McKeegan K.D. et al.* Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago // *Nature*. 1996. Vol. 384. P. 55–59.
10. *Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др.* Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика. 1996. № 8. С. 6–42.
11. *Филиппов М.М.* Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. 280 с.
12. *Brocks J.J., Buick R., Summons R.E., Logan G.A.* A reconstruction of Archean biological diversity based on molecular fossils from the 2.78 to 2.45 billion-year-old Mount Bruce Supergroup, Hamersley Basin, Western Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003a. Vol. 67, № 22. P. 4321–4335.
13. *Kontorovich A.E., Timoshina I.D., Fursenko E.A. et al.* Biomarker hydrocarbons in lower proterozoic sediments of north Eurasia // *Paleontological Journal*. 2009. Vol. 43, № 8. P. 965–971.
14. *Конторович А.Э., Бахтуров С.Ф., Башарин А.К. и др.* Разновозрастные очаги нефтидообразования и нефтидоакпления на Северо-Азиатском кратоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1676–1693.
15. *Конторович А.Э., Верховская Н.А., Тимошина И.Д., Фомичев А.С.* Изотопный состав углерода рассеянного органического вещества и битумоидов и некоторые спорные вопросы теории образования нефти // Геология и геофизика. 1986. № 5. С. 3–15.
16. *Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M.* The biomarker guide. Cambridge University Press, 2007. 1155 p.
17. *Петров Ал.А.* Углеводороды нефти. М.: Наука, 1984. 263 с.
18. *Конторович А.Э., Ларичев А.И., Таквел К. и др.* Древнейшая нефть Австралии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 100–115.
19. *Kontorovich A.E., Kashirtsev V.A., Timoshina I.D., Kim N.S.* Geochemistry of Precambrian oils of Eurasia and Australia // *Petroleum Frontiers*. 2005. Vol. 20, № 3. P. 11–26.
20. *Ким Н.С.* Опыт сравнительного исследования неопротерозойских нефтей Аравийской и Сибирской платформ // Геология и геофизика. 2004. № 7. С. 924–933.
21. *Тимошина И.Д.* Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск: Гео, 2005. 166 с.

СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕНОМА, ВЛИЯЮЩИЕ НА ЭПИГЕНЕТИЧЕСКУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЮ РАСТЕНИЙ

Е.В. Левитес

Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Наиболее распространенные в настоящее время представления об эволюционном процессе как о постепенном накоплении мутаций, низкая частота мутационных событий и отрицательное влияние, оказываемое подавляющей частью мутаций на генотип, не позволяют дать четкое объяснение существующему разнообразию видов [1, 2]. Значительным прогрессом в объяснении эволюционных процессов явились работы, в которых показано существование крупных комплексных (сальтаторных) изменений признаков, приводящих к эволюционным преобразованиям. К сальтаторным изменениям относится, например, полиплоидия,

представляющая собой геномную (эпигеномную) мутацию, характеризующуюся изменением числа геномов в клетке и широким спектром наследуемых изменений морфологических и физиологических признаков [3]. Эти изменения можно рассматривать как эпигенетические в силу отсутствия изменения нуклеотидных последовательностей в ДНК, высокой частоты изменений и их наследуемости. К сальтаторным изменениям приводит также изменение пространственного расположения хромосом в ядре клетки [4]. Возникающие при сальтаторных изменениях новые формы отличаются от предковых целым комплексом признаков.

Если широкий комплекс изменений, возникающих при полиплоидизации, можно объяснить изменением дозы всех генов и последующими процессами дозовой компенсации (инактивацией избыточных доз генов), то для объяснения остальных случаев сальтаторных изменений этих представлений недостаточно. Одним из исходных моментов для объяснения сальтаторных изменений может быть гипотеза о многомерности кодирования наследственной информации у растений [5, 6]. Согласно предложенной гипотезе, наследственная информация кодируется не только последовательностью нуклеотидов, но и дифференциальной эндоредупликацией хромосом. Основанием для этой гипотезы послужили исследования агамоспермных потомств сахарной свеклы. Так, в агамоспермных потомствах сахарной свеклы, образовавшихся на основе генома одного родителя из клеток, не прошедших мейоз, был выявлен полиморфизм и необычные соотношения фенотипических классов [7, 8]. Гипотеза, объясняющая этот полиморфизм, заключается в следующем. В клетках тканей, окружающих зародышевый мешок, хромосомы эндоредуплицированы. Степень эндоредупликации разных участков в пределах одной хромосомы и гомологичных участков гомологичных хромосом может быть разной. В силу этого аллели гетерозиготных локусов могут быть представлены в геноме разным числом копий, т.е. в разной дозе. Вступающая в эмбриогенез путем агамоспермии соматическая клетка может содержать лишь по одной копии каждого аллеля, поэтому излишние копии аллелей из генома элиминируют. Элиминация избыточных копий участков хроматид идет в сочетании с комбинаторным процессом, который заключается в выборе случайной пары из множества имеющихся копий. Сохранение каждой отобранной пары копий участков хроматид в ряду последующих делений эмбриогенеза определяется тем, что эти две копии прикрепляются либо к ядерной мембране, либо к ядерному матриксу. Если, например, один из аллелей маркерного локуса эндоредуплицирован и представлен в геноме тремя копиями, а второй аллель – только одной (*FFFS*), то теоретическое соотношение агамоспермных потомков будет следующим: $1FF : 1FS$. Такие соотношения наблюдались в наших экспериментах [7, 8].

Гипотеза опирается на многочисленные факты, среди которых: влияние колхицина на соотношение фенотипов в агамоспермном потомстве [8], существование способных к агамоспермному размножению диплоидных растений сахарной свеклы с высоким содержанием ДНК в клеточных ядрах [9] и диплоидных растений *Allium tuberosum* с эндоредупликационным мейозом [10], высокий уровень содержания ДНК в ядрах клеток тканей, окружающих зародышевый мешок, а также в клетках самого зародышевого мешка у большого числа видов растений [11, 12], снижение содержания ДНК до 2С в ходе первых делений эмбриогенеза [13], различия в степени эндоредупликации аллельных участков хромосом [14], прикрепление хромосом эукариот к ядерной мембране [15].

Влияние колхицина [16], уровня и характера питания [17–19] на содержание ДНК в ядре клетки, миксоплоидия клеточных популяций у полиплоида, выражаются в наличии у растений как полиплоидных клеток, так и клеток с высоким уровнем эндоредупликации [20], а также влияние степени эндоредупликации на характер расщепления в потомствах растений. Это позволяет рассматривать дифференциальную эндоредупликацию как кодирование наследственной информации во втором измерении и как способ записи информации о приобретенных признаках.

Для проверки гипотезы о многомерности кодирования наследственной информации было исследовано влияние детергента ТХ-100, способного нарушать связь хромосом с ядерной мембраной, на экспрессию и наследование различных признаков у пшеницы. Показано, что Тритон Х-100 вызывает у пшеницы наследуемые изменения морфологических и биохимических признаков [21]. В пользу предложенной гипотезы свидетельствуют также тканевые различия структурной организации ферментных локусов у сахарной свеклы [22], которые могут возникать за счет того, что в разных тканях в разной степени эндоредуплицированы участки хромосом, несущие ферментные локусы.

Опираясь на представление о дифференциальной эндоредупликации хромосом, а также на известные факты, что в интерфазном ядре хромосомы контактируют с ядерной мембраной, и экспрессия генов зависит от этого контакта, можно предложить следующую гипотезу о механизме возникновения сальтаторных изменений.

Хромосомы конкурируют за контакт с ядерной мембраной, поверхность которой имеет ограниченный размер и по законам физики стремится к минимуму. Функционирование генов может приводить к увеличению степени эндоредупликации участков хромосом, несущих эти гены, и, соответственно, к усилению конкуренции этих участков за контакт с ядерной мембраной. Усиление эндоредупликации в небольшом числе локусов может не сказаться на размере генома и на величине поверхности ядерной мембраны. Если же число эндоредуплицированных районов превысит некоторую критическую величину, то это может привести к увеличению поверхности ядра и, как следствие, к возникновению нового соотношения активности различных локусов, проявляющегося как сальтаторное изменение. Если такие процессы затрагивают клетки генеративных органов, то возможна передача сальтаторных изменений в следующее поколение. Обнаруженное нами наследование измененных под действием Тритона Х-100 различных признаков свидетельствует о том, что изменения во взаимодействии хромосом и мембран ядра и, по-видимому, состояния мембран наследуются. Индуцируемые с помощью Тритона Х-100 изменения отнесены нами в разряд эпигенетических.

Предлагаемая гипотеза согласуется с представлением об огромной роли дозовых эффектов в

функционировании генома. Дозовые эффекты можно рассматривать как эволюционно закрепленное на надмолекулярном уровне действие закона химии, согласно которому скорость химической реакции определяется концентрацией веществ, вступающих в реакцию. Дозы генов в данном случае аналогичны концентрациям веществ в элементарных химических реакциях.

Сопоставляя две причины сальтаторных изменений: увеличение дозы генома и изменение пространственного расположения хромосом можно предположить, что влияние пространственного расположения хромосом в конечном счете тоже опосредовано дозовыми эффектами, поскольку возможна конкуренция между участками хромосом, имеющими или детерминированными на разную степень эндоредупликации, за контакт с ядерной мембраной. Смена мест прикрепления хромосом к ядерной мембране неизменно должна приводить к смене конкурентных отношений между хромосомами и к изменению экспрессии генов.

Предложенная гипотеза опирается на тот факт, что в преобразовании генома огромную роль играют дозовые отношения, которые в силу своей зависимости от внешних условий представляют собой эффективный путь эпигенетических изменений и мощный механизм ускорения эволюционного процесса.

Представления о дифференциальной эндоредупликации хромосом как об одном из способов кодирования наследственной информации могут быть хорошим аргументом против отрицания наследования приобретенных признаков, опирающегося на тот факт, что крысы с отрубленными хвостами дают хвостатое потомство. Но такие признаки как отрубленный хвост или, например, отрубленная ветка у растения не являются приобретенными, и их можно классифицировать только как навязанные признаки. Никакого отношения к решению вопроса о наследовании или ненаследовании приобретенных признаков эти примеры не имеют.

Предложенная гипотеза является основой для нового направления исследований, касающихся структурно-функциональной организации генома эукариот и таких важнейших для эволюционного процесса свойств живых организмов, как наследственность и изменчивость.

Работа финансировалась грантом № 99 по интеграционному проекту СО РАН 2009–2011 гг.

Литература

1. Шмальгаузен И.И. Факторы эволюции (теория стабилизирующего отбора). М.; Л., 1946. С. 296.
2. Russel P.J. Genetics. Boston; Toronto: Little, Brown & Co., 1986. P. 19–20.
3. Matzke M.A., Sheid O.M., Matzke A.J.M. Rapid structural and epigenetic changes in polyploidy and aneuploid genomes // BioEssays. 1999. Vol. 21. P. 761–767.
4. Стегний В.Н. Системная реорганизация генома при видообразовании // Проблемы генетики и теории эволюции. Новосибирск: Наука, 1991. С. 242–252.

5. Levites E.V. Sugarbeet plants produced by agamospermy as a model for studying genome structure and function in higher plants // Sugar Tech. 2005. Vol. 7, № 2/3. P. 67–70.
6. Levites E.V. Marker enzyme phenotype ratios in agamosperous sugarbeet progenies as a demonstration of multidimensional encoding of inherited information in plants. URL: <http://arxiv.org/abs/q-bio/0701027>
7. Левитес Е.В., Шкитник Т., Овечкина О.Н., Малецкий С.И. Псевдосегрегация в агамоспермных потомствах пыльцестерильных растений сахарной свеклы (*Beta vulgaris* L.) // Докл. РАН/ 1998. Т. 362, № 3. С. 430–432.
8. Levites E.V., Denisova F.Sh., Kirikovich S.S., Judanova S.S. (Maletskaya S.S.) Ratios of phenotypes at the *Adh1* locus in the apozygotic offspring in sugarbeet (C_1 generation) // Sugar Tech. 2000. Vol. 2, № 4. P. 26–30.
9. Maletskaya E.I., Maletskaya S.S. The nuclear DNA mass variability in embryo root cells of sugarbeet // Sugar Tech. 1999. Vol. 1, № 1/2. P. 30–36.
10. Kojima A., Nagato Y. Diplosporous embryo-sac formation and the degree of diplospory in *Allium tuberosum* // Biomedical and Life Sciences. 1992. Vol. 5, № 1. P. 72–78.
11. Ермаков И.П., Баранцева Л.М., Матвеева Н.П. Цитохимическое изучение ДНК в процессе созревания яйцеклетки и в раннем эмбриогенезе у *Pinus sibirica* Du Tour // Онтогенез. 1981. Т. 12, № 4. С. 339–345.
12. Морозова Е.М., Ермаков И.П. Клеточный цикл при развитии мужского и женского гаметофитов у покрытосеменных растений // Физиология и биохимия культурных растений. 1993. Т. 25, № 3. С. 297–302.
13. Mericle L.W., Mericle R.P. Nuclear DNA complement in young proembryos of barley // Mutat. Res. 1970. Vol. 10, № 10. P. 508–518.
14. Cionini P.G., Cavallini A., Corsi R., Fogli M. Comparison of homologous polytene chromosome in *Phaseolus cocineus* embryo suspensor cells: morphological, autoradiographic and cytophotometric analyses // Chromosoma, 1982. Vol. 86. P. 383–396.
15. Мосолов А.Н. Новый подход к решению проблемы пространственного расположения хромосом в интерфазном ядре (полярная модель интерфазного ядра) // Цитология. 1972. Т. 14, № 5. С. 542–552.
16. Hassan L., Jones R.N., Parker J.S., Posselt U.K. Colchicine-induced heritable variation in cell size and chloroplast number in the leaf cells of inbred ryegrasses (*Lolium perenne*, *L. multiflorum*) // Euphytica. 1991. Vol. 52. P. 39–45.
17. Durrant A., Timmis J.N. Genetic control of environmentally induced changes in *Linum* // Heredity. 1973. Vol. 30, № 3. P. 369–379.
18. Cullis C.A. DNA differences between flax genotrophs // Nature. 1973. Vol. 243. P. 515–516.
19. Oh T.J., Cullis C.A. Labile DNA sequences in flax identified by combined sample representational difference analysis (csR-DA) // Plant Molecular Biology. 2003. Vol. 52. P. 527–536.
20. Carvalho G. Plant polytene chromosomes // Genet. Mol. Biol. 2000. Vol. 23, № 4. P. 1043–1050.
21. Махмудова К.Х., Богданова Е.Д., Левитес Е.В. Индукция Тритоном X-100 наследуемых изменений морфологических признаков у *Triticum aestivum* L. // Генетика. 2009. Т. 45, № 4. С. 564–567.
22. Виниченко Н.А., Кирикович С.С., Левитес Е.В. Тканевые различия в организации локуса *Adh1* сахарной свеклы // Достижения і проблеми генетики, селекції та біотехнології (Збірник наукових праць). Київ: Логос, 2007. Т. 2. С. 247–251.

К ВОПРОСУ О «ГЕНЕТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ» В АДВЕНТИВНЫХ КОЛОНИЯХ ЖИВОТНЫХ

Э.А. Снегин

НИИ популяционной генетики и генотоксикологии БелГУ, г. Белгород, Россия

В современную эпоху действия человека, вызывая ускоренные преобразования в окружающем пространстве, приводят либо к вымиранию различных групп организмов, либо открывают для них новые эволюционные возможности. В этой связи особый интерес вызывают участвовавшие случаи непреднамеренной интродукции животных и растений в различных точках планеты. Когда за сравнительно короткие промежутки времени на наших глазах разыгрывается процесс с неопределенными генетическими последствиями. Вырванные из естественной среды популяции, оказываясь в новых условиях, являются хорошими естественными моделями для проверки наших представлений об эволюции живой материи.

В качестве объектов исследования были взяты адвентивные колонии наземных брюхоногих моллюсков, обнаруженные на территории юга Среднерусской возвышенности: *Chondrula tridens* Müller («крупная» форма, ареал – Кавказ, Предкавказье), *Stenomphalia ravergeri* Ferussac (ареал – Северный Кавказ, Дагестан, Закавказье) и *Helicella candicans* L. Pfeiffer (ареал – западная Украина и Молдавия) [2].

Основными отличительными особенностями этих колоний является достоверное обеднение их генофондов и переход оставшихся аллелей в гомозиготные фенотипы, выявляемые методом электрофореза изоферментов в ПААГ. Можно предположить, что такой дрейф генов вызван так называемым «принципом основателя» [1], который был усилен явлением инбридинга. Вероятно, аллели, доминирующие в этих группах, селективно ценны в условиях изоляции, в отличие от так называемых хорошо смешивающихся генов, имеющих преимущество в открытых популяциях. Многолетние наблюдения говорят о том, что, несмотря на мономорфность, эти интродуцированные колонии

не только прижились, но и продолжают увеличивать свою численность и расширять ареал.

Все это косвенно свидетельствует о происходящей «генетической революции» в этих зарождающихся популяциях, когда изоляция изменяет селективную ценность отдельных генов, и ведет к формированию новой сбалансированной генетической системы [3].

Дальнейший сценарий развития событий предсказать весьма сложно. Если интродуцированные группы переживут «генетическую революцию», то благодаря мутационному процессу и дальнейшей изоляции их дифференциация будет углублена, что приведет к формированию нового уникального генофонда. Либо, как в случае с *Ch. tridens*, если будет возможна гибридизация с местными формами (чего, судя по нашим данным, пока не происходит), все будет зависеть от того, насколько гибриды будут соответствовать параметрам среды.

Последний вариант – это вымирание адвентивных колоний либо вследствие инбридинговой депрессии, либо вследствие непреднамеренного давления со стороны человека.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы РНПВШ № 2.2.3.1/ 3723, РФФИ № 09-04-97513 р_центр_а.

Литература

1. Майр Э. Зоологический вид и эволюция. М.: Мир, 1968. 398 с.
2. Снегин Э.А., Присный А.В. Новые сведения о наземных моллюсках Среднерусской возвышенности // Научные ведомости БелГУ. Сер. Естественные науки. 2008. № 3 (43), вып. 6. С. 101–105.
3. Mayr E. Change of genetic environment and evolution // Evolution as a process. London: Allen and Unwin, 1954. P. 157–180.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ДВОЙНЫХ СПИРАЛЕЙ БИООРГАНИЧЕСКИХ МОЛЕКУЛ И НЕОРГАНИЧЕСКИХ КРИСТАЛЛОВ

В.М. Таланов¹, Р.И. Кирой², В.В. Иванов¹

¹ Южно-Российский государственный технический университет (НПИ), г. Новочеркасск, Россия

² Южный федеральный университет (РГУ), г. Ростов-на-Дону, Россия

В работе А.И. Опарина «Происхождение жизни» впервые была сформулирована естественно-научная

концепция происхождения жизни на Земле в результате длительной эволюции материи. Эта теория легла

в основу почти всех современных представлений о происхождении жизни [1]. В рамках этой концепции Дж. Бернал высказал предположение, что асимметрия органических веществ могла возникнуть первично до появления жизни на Земле вследствие того, что их синтез происходил на поверхности правых или левых кристаллов кварца [1]. Эта гипотеза получила свое экспериментальное подтверждение в опытах А. Терентьева и Е. Клабуновского. Впоследствии появилось значительное число работ, в которых в качестве матриц для абиогенного синтеза биоорганических молекул рассматривались различные неорганические и органические вещества (см., например: [2, 3]).

В [4–7] показано, что в структурах некоторых неорганических веществ могут быть выделены фрагменты из двойных спиралей, которые топологически подобны двойной спирали ДНК (рис. 1). В данной работе проведено сопоставление геометрических характеристик структурной организации двойных спиралей А- и В-форм молекулы ДНК и неорганических кристаллов со структурами шпинели и кварца.

В строении сложных оксидов, кристаллизующихся в структурном типе шпинели (пространственная группа $Fd\bar{3}m$) и кварца (пространственная группа $R\bar{6}_222$ и $R\bar{6}_422$), были выделены и проанализированы структурные мотивы из групп атомов, расположенных в виде двойных спиралей (рис. 2, а–г). Эти спирали могут быть двух типов: атомные и полиэдрические (атомы объединены в полиэдры). Второй тип спиралей представляет две взаимно перевитые цепи полиэдров (тетраэдры в структуре кварца, тетраэдры и гексаэдры в структуре шпинелей). Роль нуклеотидов ДНК в этих неорганических веществах играют тетраэдры и гексаэдры с их строго комплементарным расположением.

Существенным топологическим отличием двойных спиралей в кристаллах неорганических веществ от структуры двойной спирали молекулы ДНК является их *немолекулярность*, проявляющаяся в бесконечном в двух измерениях характере зацепления спиралей (рис. 2, д, е).

В рамках рассматриваемой гипотезы Дж. Бернала можно предположить, что кристаллические структуры шпинелей, кварца и некоторых других минералов могли быть матрицами для синтеза молекул ДНК и белков. Формирование этих молекул, скорее всего, могло происходить вдоль выделенных нами двойных спиралей. Направление закрутки двойной спирали молекулы ДНК определялось типом разновидности (левым или правым) кварца. В случае если неорганическую матрицу представляла шпинель, то тип закрутки молекул ДНК задавался структурой шпинели *однозначно* – в структуре шпинели имеются *только правые спирали* из тетраэдров и гексаэдров (см. рис. 2). Это принципиальное обстоятельство, возможно, и является ключом в разгадке проблемы хиральной чистоты живого вещества (см., например: [8–10]). Важным отличием мира живой материи от мира неживой материи является хиральная чистота живого, нарушение в нем равноправия зеркально симметричных модификаций биоорганических молекул. Так, в состав природных полисахаридов (крахмал, клетчатка) в качестве основной структурной единицы входит только правая глюкоза, в составе белков имеются только левые аминокислоты, а в нуклеопротеидах – только правые сахара. При химическом синтезе хиральных веществ в лаборатории зеркальные антиподы получаются в одинаковых количествах.

Левые и правые спирали могут быть выделены в структурах энантиоморфных разновидностей низкосимметричных модификаций шпинели с пространственными группами $R\bar{4}_332$ и $R\bar{4}_132$ [11]. Кристаллы упорядоченных (типа 1:3) твердых растворов с этими структурами могут существовать в правой и левой формах, являющихся зеркальными отражениями друг друга. По физическим свойствам они неразличимы (исключая оптическую активность). В литиевом феррите $LiFe_5O_8$ они существуют в одном образце как домены. В структурах этих зеркальных антиподов имеются двойные спирали, топологически подобные двойным спиральям молекулы ДНК (см. рис. 1).

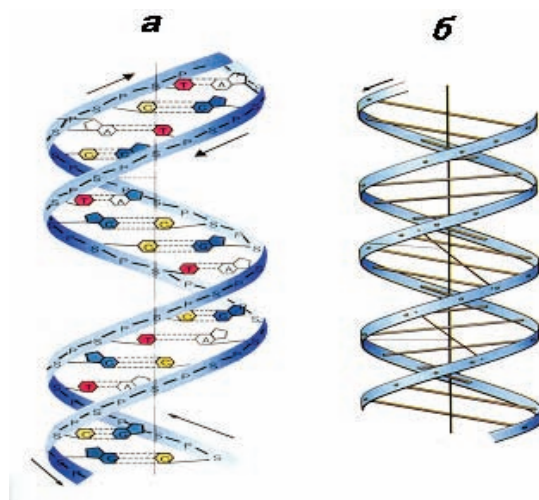


Рис. 1. Схематическое изображение двойной спирали ДНК в А-форме (а) и В-форме (б)

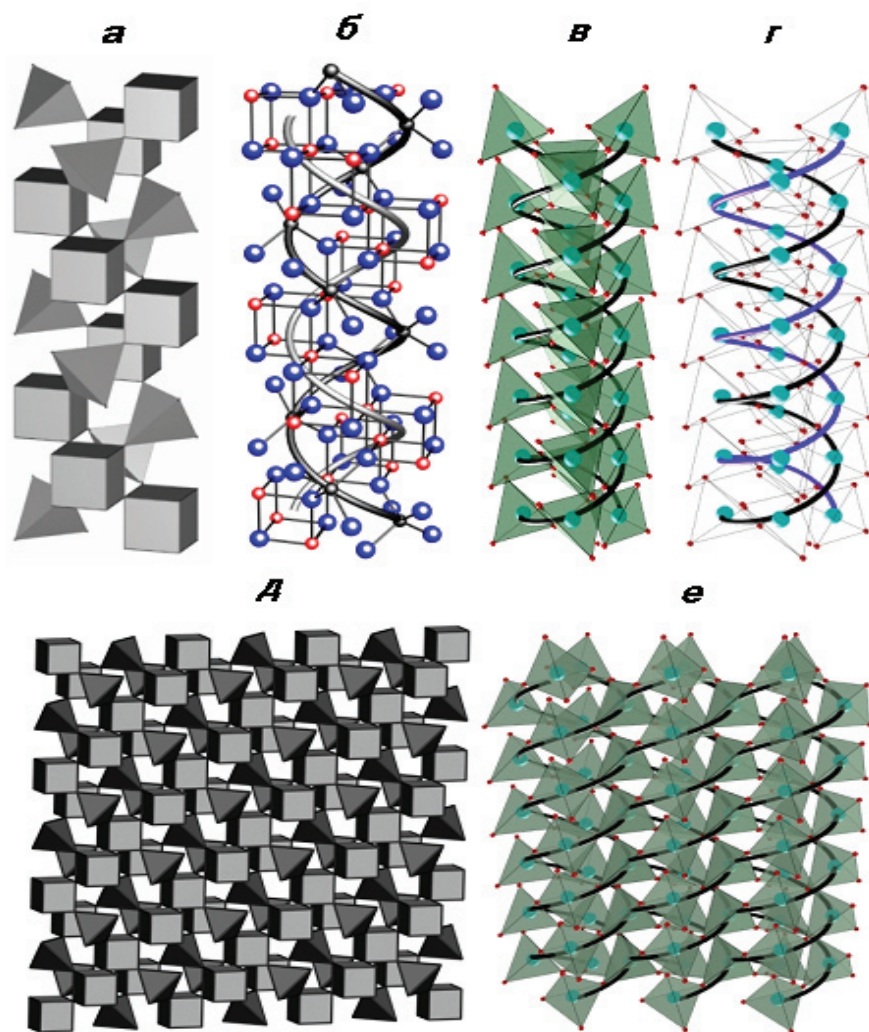


Рис. 2. Двойные полиэдрические спирали в структурах шпинели и кварца:
а, б – двойная спираль в структуре шпинелей; *в, г* – двойная спираль в структуре кварца;
д, е – бесконечный характер зацепления полиэдрических спиралей

В таблице представлены результаты расчетов геометрических характеристик двойных спиралей в структурах неорганических оксидов со структурами шпинели и кварца и проведено сопоставление их с соответствующими характеристиками двух биологически значимых форм ДНК.

В структурах рассматриваемых неорганических оксидов можно выделить системы коаксиально расположенных двойных спиралей, отличающихся расстоянием комплементарных пар полиэдров от общей оси (рис. 3).

В частности, для шпинели первые четыре коаксиальные двойные спирали имеют следующие значения расстояний полиэдров от оси: $0,25a$, $0,56a$, $0,75a$ и $0,90a$, где a – параметр кубической элементарной ячейки. В случае структуры кварца значения этих же расстояний от оси образуют ряд $0,50a$, $0,87a$, $1,32a$ и $1,50a$, где a – параметр гексагональной ячейки. Отметим, что для второй спирали в структуре кварца расстояние от оси до геометрических центров полиэ-

дров близки к аналогичному параметру для А-формы ДНК и составляет $0,435$ нм.

По значению топологического параметра $0,138$ третья спираль структуры кварца практически подобна А-форме ДНК, при этом расстояние существенно выше ($0,660$ нм). Для структуры шпинели топологические показатели третьей и четвертой спирали ($0,167$ и $0,138$, соответственно) близки А-форме ДНК, однако по величине диаметра значительно уступают ей ($1,20$ – $1,38$ нм и $1,44$ – $1,66$ нм).

Проведенный анализ существования в структурах неорганических веществ двойных спиралей, которые топологически подобны двойной спирали ДНК, позволил существенно углубить гипотезу Дж. Бернала. Однако подчеркнем, что до понимания механизма зарождения живого вещества из неживого еще бесконечно далеко. Мы находимся только в начале пути.

Установленное сходство структурных организаций двойных спиралей в некоторых неорганических веществах и ДНК свидетельствует о структурном

Геометрические характеристики двойной спирали в ДНК и структурах типа шпинели (пр. гр. Fd3m) и кварца (пр. гр. P6222 и P6422)

Показатель	ДНК		Шпинель	Кварц (левый и правый)
	A-форма	B-форма		
Число пар нуклеотидных остатков (полиэдров) на виток спирали, n	11	10	4	6
Угол поворота оснований (полиэдров) вокруг оси спирали, град	32,7	36	90	± 60
Расстояние комплементарных пар (полиэдров) от оси спирали, нм	0,425	0,063	0,20–0,23	0,250
Расстояние между нуклеотидными остатками (полиэдрами) по высоте спирали, R, нм	0,256	0,338	0,20–0,23	0,182
Длина витка спирали, L , нм	2,86	3,38	0,80–0,92	1,09
Диаметр спирали, D , нм	1,7	1,8	0,40–0,46	0,501
Топологический параметр, L/nD	0,153	0,188	0,500	0,363

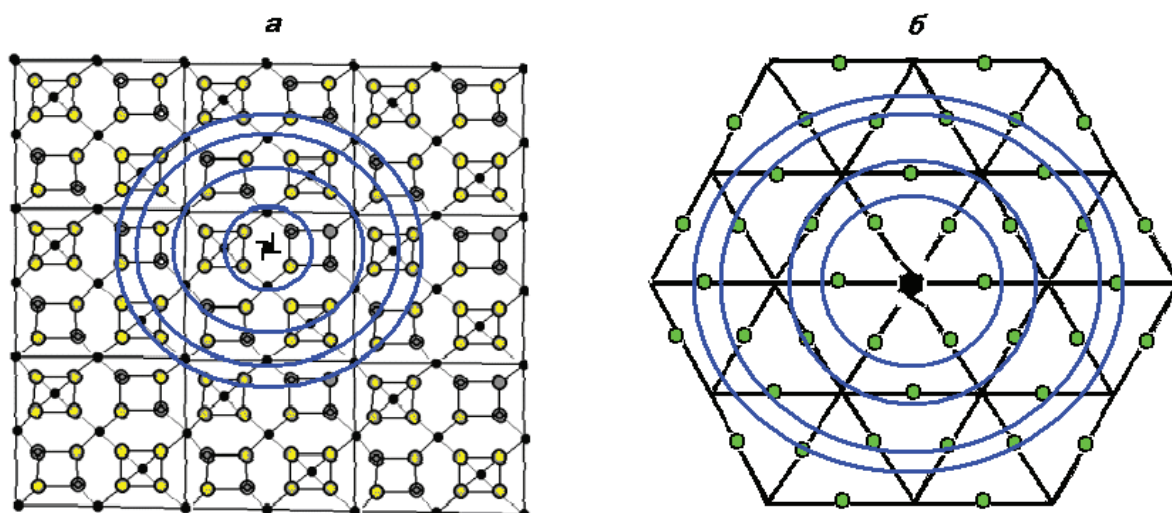


Рис. 3. Схематическое изображение системы коаксиальных двойных спиралей в структуре типа шпинели (а) и кварце (указаны только атомы кремния) (б)

единстве мира, проявляющемся во всеобщности и универсальности принципов структурообразования, симметрии и самоорганизации.

Литература

1. Бернал Дж. Возникновение жизни. М.: Мир, 1969. 392 с.
2. Juig A. Assymmetric adsorbtion on kaolinit and origin of the L-homochirality of the aminoacids in the proteins of living organozm // Sci. Geol. Mem. 1990. P. 85.
3. Clay minerals and the origin of Life / Eds. by A.G. Cairns-Smith, H. Hartman. C.U.P. Cambridge, 1986.
4. Таланов В.М., Ерейская Г.П., Юзюк Ю.И. Введение в химию и физику наноструктур и наноструктурированных материалов. М.: Академия естествознания, 2008. 389 с.
5. Таланов В.М. В.И. Вернадский и проблема единства структурного многообразия живого и неживого вещества // Ноосфера и цивілізація. Донецьк: ДонГТУ, 2005. Вып. 2(5). С. 32–38.
6. Таланов В.М. О структурном единстве живой и неживой природы // Изв. вузов. Сев.-Кавк. регион. Естеств. науки. 1994. № 3. С. 16–20.
7. Таланов В.М. От неживого – к живому. В поисках материального субстрата и реального механизма // Леонардо Да Винчи XX века. К 100-летию А.Л. Чижевского: Тез. юбил. сессии РАЕН (28 февраля 1997 г.). М.: МГУ, РАЕН, 1997. С. 72–74.
8. Чернавский Д.С. Проблема происхождения жизни и мышления с точки зрения современной физики // Успехи физических наук. 2000. Т. 170, № 2. С. 157–184.
9. Таланов В.М., Федорова Н.В. Проблема происхождения хиральной чистоты живого вещества. Кристаллографический подход // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Междунар. симп. (г. Томск, 12–15 нояб. 2001 г.). Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 563–565.
10. Таланов В.М., Федорова Н.В. Проблема происхождения хиральной чистоты живого вещества. Анализ фундаментальных областей предельных групп симметрии // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Междунар. симп. (г. Томск, 1–3 нояб. 2005 г.). Томск: Том. гос. ун-т, 2005. С. 70–72.
11. Talanov V.M. Structural Modelling of Low-Symmetry Phases of Spinels. Phase with 1:3 Octahedral Order // Physica. Status. Solidi. B. Basis Research. 1990. Vol. 162. P. 339–346.

Секция 4. ДРЕВНЯЯ ЖИЗНЬ (ДОКЕМБРИЙ И РАННИЙ КЕМБРИЙ)

ФИТОЛИТЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

С.А. Анисимова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Объект исследования – венд-кембрийские карбонатные отложения горлыкской свиты, которые выполняют собственный осадочный чехол Тувино-Монгольского микроконтинента [1].

Отложения венд-кембрийского осадочного чехла восточной окраины микроконтинента со стратиграфическим несогласием перекрывают фундамент. Они согласно залегают на базальных отложениях верхне-шумакской свиты, которая в основании представлена грубозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с горизонтами гравелитов и конгломератов и прослоями алевролитов и песчаных доломитов. Палеонтологических находок нет [2].

Выше отложений горлыкской свиты наблюдается арашейская толща, сложенная карбонатными породами с подчиненным количеством кварц-карбонатных и кремнистых пород. К верхним толщам приурочена единственная находка хитинозой предположительно силура–девона [3].

Авторами были опробованы отложения горлыкской свиты в районе руч. Зун-Гол (правый приток р. Ара-Хубыты) на предмет микро- и макрофауны.

Разрез свиты (мощность 2 500 м) расчленяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты.

В нижней подсвите доминируют светло-серые массивные доломиты с редкими маломощными прослоями карбонатных мелкогалечных конгломератов, здесь же отмечается фосфоритоносность, достигающая в отдельных горизонтах высоких концентраций. Незначительные биогермы верхней части подсвиты представлены двумя группами столбчатых строматолитов плохой сохранности *Jurusania* sp. и *Boxonia* sp. и микрофитолитами: сгустковыми *Nubecularites composites* Z.Zhur., *Vermiculites angularis* Reitl. и концентрически слоистыми *Osagia tenuilamellata* Reitl.

В средней подсвите расширяется диапазон состава пород и меняется их палеонтологическая характеристика. Значительная примесь углеродистого вещества обуславливает темно-серую (до черной) окраску пород. Наблюдается чередование органогенных и высокоглиноземистых пород [4].

Необходимо отметить, что контакт между карбонатными породами и высокоглиноземистыми породами постепенный.

В карбонатных породах определены текстуры «коренного зуба», которые являются визитной карточ-

кой докембрийских пород. За рубежом на изучение подобных текстур направлен международный проект ЮНЕСКО [5].

При полевых исследованиях средней подсвиты нижней пачки горлыкской свиты по руч. Зун-Гол определены строматолиты двух групп:

1. *Conophyton garganicus* Korol. Представляют собой столбчатые неветвящиеся строматолиты, высота столбиков достигает 1,5 м, а ширина 10–25 см. Этот тип строматолитов являются породообразующим и слагает собой биогермные постройки до 5 м.

2. *Collumnaefacta elongata* Korol. – столбчатые ветвящиеся строматолиты с биогермами до 50 см высотой.

В средней подсвите верхней пачки горлыкской свиты появляются органогенные постройки из столбчатых строматолитов *Jurusania judomica* Kom. et Semikh., *Linella schumak* Dol., *Boxonia* sp.

Автором определены строматолиты группы *Jacutophyton* sp. Это столбчато-ветвящиеся строматолиты с конусовидными арками и с прерывисто-ленточной полосчатой микроструктурой, достигающие до 1,2 м высотой, ширина основного столбика 30–10 см. Эти строматолиты в данном случае не были породообразующими (рис. 1).

К формам концентрически слоистых микрофитоцитов *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. nimia* Z.Zhur. и сгустковым *Nubecularites punctatus* Reitl. добавляются пузырчатые формы *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.) Reitl., *V. enormis* Z.Zhur., *V. rectus* Z.Zhur., *V. porrectus* Z.Zhur. и сетчатые *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z.Zhur., *V. horridus* Z.Zhur. Микрофитоциты являются породообразующими.

Здесь же выше по разрезу наблюдается толща с чередованием слоев с органогенными постройками и хомогенным карбонатом с горизонтальной слоистостью, в котором четко видны кристаллы пирита.

Верхняя подсвита горлыкской свиты существенно отличается от предыдущих подсвит. Отложения подсвиты охарактеризованы типичной кембрийской фауной: мелкими трилобитами, спикулами губок, брахиоподами [6]. Меняется набор микрофитоцитов: оставшиеся сетчатые *Volvatella zonalis* Nar. и сгустковые *Nubecularites punctatus* Reitl. дополняются венд-кембрийскими формами *Nubecularites catagraphus* Reitl. Появляется типичный кембрийский комплекс известковых водорослей *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp., *Katangasia* sp.

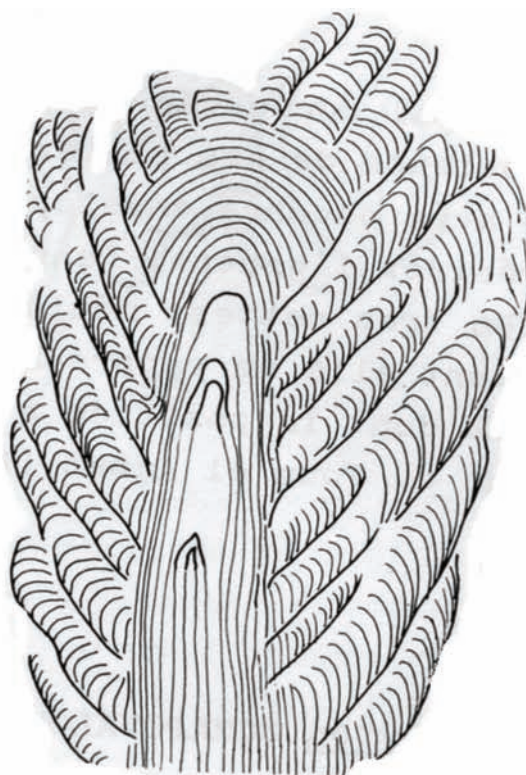


Рис. 1. Фото и зарисовка строматолитов группы *Jacutophyton* sp. в средней подсвите горлыкской свиты по руч. Зун-Гол

Вопрос возраста горлыкской свиты весьма актуален в связи с тем, что найденная в ней органика представляет широкий диапазон от венда до кембрия.

Но доминирующие для вендского возраста пластовые и желваковые строматолиты в горлыкской свите не найдены. Отличительной особенностью являются столбчатые строматолиты. Характер ветвистости, общая форма построек, тип бокового ограничения, микроструктура строматолитов являются важными диагностическими и возрастными признаками.

В горлыкской свите строматолиты демонстрировали быструю латеральную экспансию, прогрессивный рост систематического разнообразия и относительной роли столбчатых построек, а в верхней подсвите – с появлением антагонистов, таких как трилобиты, исчезают строматолиты.

В целом породы горлыкской свиты накапливались в мелководных морских обстановках шельфовой зоны: в нижнегорлыкское время – на удаленном от берега мелководье; в среднегорлыкское – вблизи от источников сноса в условиях периодического изменения глубины бассейна вплоть до застойных и изолированных отдельных его частей; в верхнегорлыкское – в относительно глубоких участках мелководного шельфа открытого моря.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (07-05-00537), Интеграционного проекта СО РАН ОНЗ-10.3.

Литература

1. Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Баращ И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 554–565.
2. Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 192–204.
3. Боос Р.Г. Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1991. 142 с.
4. Михайлов Б.М. Классификация глиноземных пород // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 14–24.
5. Кузнецов В.Г. Текстура «коренного зуба» – своеобразная текстура рифейских карбонатных пород // Известия высших учебных заведений «Геология и разведка». М.: МГТУ, 2004. № 2. С. 24–29.
6. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. 153 с.

PHYTOLITHES OF THE BAIKAL GROUP IN SOUTHERN SIBERIA

S.A. Anisimova¹, N.K. Gelety¹, O.V. Gorina²

¹ *Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

² *Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

In South-Western Transbaikalia there are widespread Precambrian deposits representing well-studied stratigraphic subdivisions of the Baikal Group.

Baikal Group deposits were observed and mapped at the distance of about 800 km towards from Kadilnyi Cape in the southern part of Lake Baikal up to Chaya River along the so-called Transbaikalia structural-facies zone (fig. 1).

Transbaikalia structural-facies zone is subdivided on some paleostructure (from south to the north): Sharizhalgai salient, Transbaikalia depression, Northern-Baikal uplift. Within this paleostructures are detached more small depressions and uplifts [1].

The maximum thickness is 4 km in the Transbaikalia depression and about 13 km in the Patom foredeep.

In the South-West (Goloustnaya River), Baikal Group deposits lay discordant on Low Proterozoic granites of the Primorskii complex dated at 1864 ± 19 Ma [2]. To the north, they are lying on basalts of Khotok Formation (Buguldeika River, dell Borlog) or on terrigenous-volcanogenic rocks of the Riphean Nugan Formation.

The Baikal Group consists of three formations: the terrigenous-carbonate Goloustnaya (250–880 m-thick), the carbonate-clay Uluntuy formation (300–1550 m-thick) and the terrigenous-clayey Kachergat formations (from three hundred to one thousand six hundred meters) [3].

The terrigenous-carbonate Goloustnaya formation (250–880 m-thick) is described as transgress stage.

The structural characteristics of rocks indicate on shallow water, perhaps lagoon and lake of environment.

We can see unique deposits of pure quartz sandstones in Goloustnaya formation.

The deposits of Goloustnaya formation contain three kinds of organics remains. There are 3 forms of stromatolites, 2 forms of microphitolithes and 5 genres of microfossils Protosphaeridium, Nucellosphaera, Bavlinella, Leiosphaeridia.

The second part of Baikal Group is Uluntuy formation. These deposits (from 750 to 1550 m) consist of organic carbonate rocks with small layers of terrigenous and clayey rocks.

The Uluntuy formation represents Precambrian similar reefs deposits. The Uluntuy formation contains the most quantities of organics remains. There are – stromatolites 23 kinds, microphitolithes – 38 forms.

In the Uluntuy time increased depth sea, and input the clastic substance was limited.

Characteristic features of the Uluntuy formation are – presence of phosphorus and absence of pure quartz sandstones.

The Kachergat formation is packed with monotonous terrigenous and clay rocks.

It's thickness about from 300 to 1600 meters.

In Kachergat time stage of transgressive sedimentation in Transbaikalian depression is finished. The Kachergat formation is differentiated from the Uluntuy formation – terrigenous composition of rocks, thin lamination, more precise rhythmic sedimentation and rich collection of microfossils – 34 taxonen.

Set of microphitolithes about 14 taxonen, characterizing the Kachergat formation, are established in pebble of conglomerates of the Ushakovka Formation.

The deposits of Baikal Group are overlapped by sediments rocks with Metazoa and other organic remains of Vendian age.

Stromatolites and microphitolithes (phytolithes) were – builders of base of fossilized organic construction.

These constructions are presented in Goloustnaya and Uluntuy formations of the Baikal Group of Late Proterozoic in the south-western part of Pribaikalie.

The Uluntuy formation is subdivided into three packets. The fossilized organic constructions can be found out in the lower and in the upper packets.

In the upper packet they form bioherms and biostroms, combined by columnar stromatolites of Conophyton, Baicalia, Compactocollenia groups and microphitolithes of Osagia, Vesicularites and Glebosites groups.

In the upper packet of Uluntuy formation they form combinations of linear, large bodies which after detailed biostratigraphic researches were named as Kadilninsco-Goloustinc, Kurtunic and Sarminic fossilized organic constructions with stromatolites and microphitolithes.

The length of the Kurtunic construction is more than 60 km. The Sarminic construction stretches for about 45 km and the Kadilninsco-Goloustinc extends for more than 30 km.

All of organic constructions have been investigated along of series of geological sections. The reefbuilders were columnar stromatolites and microphitolithes.

Stromatolites constructions contributed to paleorelief formation at the bottom of the basin. The organic constructions of Baikal Group in the south-western part of Pribaikalie are referred to the first Late Proterozoic (Riphean, Vendian) planetary stage of the fossilized reef formation [4].

Moreover, remains of algae – stromatolite builders – were found and recognized in the columnar stromatolites *Katavia borlogella* Dol.

The stromatolite builders were found in abundance in the silicic fraction of the stromatolite columns *Katavia*



Fig. 1. Similar reefs deposits of the Uluntuy formation of the Baikral Group in Kadilnyi Cape (Lake Baikral)

borlogella Dol and in the inter-columnar space of the same species.

Among the identified microorganisms, two dominant taxes that could play a principal role in stromatolite formation: *Eoentophysalis* sp. and *Eomycetopsis* sp. In the Riphean layers, remains of *Eoentophysalis* were found [5].

Got materials confirm biological nature of Stromatolites.

Thus, in Baikral Group, an extensive paleontological material regarding all types of organic Riphean remains was collected at modern level.

Stratigraphic analogs to the Baikral Group display of various minerals (complex ores, phosphorites, bauxites etc.), so our study also provides an economic interest.

The problem of Baikral Group age is to be discussed in spite of the presence of extensive research.

This research was financially supported by Institute of Earth's Crust SB RAS, University Paris-6 and a company «Total».

References

1. *Anisimova S.A.* The Riphean Baikral Group of Srstatotype section (South-East Pribaikalie): Abstract of thesis for Candidate Degree in Geol. and Mineral. Sci. Irkutsk, 2005. 17 p.
2. *Bukharov A.A., Khalilov V.A., Strakhova T.M., Chernikov V.V.* // Russian Geology and Geophysics. 1992. № 12. P. 29–39.
3. *Dol'nik T.A.* Stromatolites and Microphytolites in the Stratigraphy of Riphean and Vendian in the Folded Flanking in the South of the Siberian Platform. Novosibirsk: NICOIGGM of RAS SB, 2000. 320 p.
4. *Anisimova S., Dol'nik T.* Peculiarities of Late Proterozoic of fossilized organogenic constructions in the South-Western Pribaikalie (Southern Siberia) // European Geosciences Union 2007. Vienna, 2007. Vol. 9. EGU2007-A-00732.
5. *Anisimova S., Gelety N., Dol'nik T.* The stromatolite-building microbiotas from the Precambrian of the South-Western Transbaikalia // European Geosciences Union 2008. Vienna, 2008. Vol. 10. EGU2008-A-03078.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ МАКРОВОДОРОСЛЕВЫХ БИОТ В ПОЗДНЕВЕНДСКОЕ ВРЕМЯ

Н.В. Быкова

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН;
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия*

Макрофиты (макроводоросли) служат основными производителями первичной продукции [8] и ведущими конструкторами экологических ниш [4] в современных мелководно-морских экосистемах. Макроводоросли могут внедряться в существующие пищевые цепи [11, 16] и экспортироваться в виде детрита в глубоководные [14, 21, 22], приливно-отливные и наземные обстановки [10]. По всей вероятности, в экосистемах прошлого макрофиты играли такую

же важную роль, а появление макроводорослевой биоты должно было привести к фундаментальным изменениям в структуре и функционировании экосистем. Наиболее древние ископаемые макрофиты, сохранившиеся в виду уплощенных органостенных макроостков, имеют палеопротерозойский возраст (2,1 млрд лет) [13], однако важнейшие морфологические и экологические инновации, а именно появление большого количества новых форм, усложнение

морфологии, увеличение размеров организмов, высокая плотность популяций, которые привели к становлению макроводорослевой биоты, связаны с поздним вендом [1, 23]. Уплощенные органостенные макроостатки в позднем венде имели практически повсеместное распространение. Богатые комплексы известны на Восточно-Европейской платформе [1], на Сибирской платформе [12], в Китае [9], Испании [15], Намибии [5] и Австралии [25]. В поздневендовском временном интервале выделяются три различных комплекса уплощенных органостенных макроостатков, отражающие основные этапы развития макроводорослевых биот: беломорско-уральский (редкинский), китайско-сибирский и подольский (котлинский).

Беломорско-уральский (редкинский) комплекс. Уплощенные органостенные макроостатки из лямиицкой свиты валдайской серии Юго-Восточного Беломорья и углефицированные макроостатки из перевалокской свиты сылвицкой серии Среднего Урала образуют единую ископаемую экологическую ассоциацию возрастом древнее 557–558 млн лет [2]. Ископаемая ассоциация объединяет макроскопические микробные колонии, многоклеточные и ценоцитные эукариотические макроводоросли. Наиболее богатый комплекс (как таксономически, так и по частоте встречаемости и массовости захоронений) характеризует перевалокскую свиту. В составе комплекса встречены морфологически относительно простые формы: уплощенные дисковидные остатки с четкими коцентрическими складками *Cyclomedusa* Sprigg; уплощенные сферические формы *Beltanelloides* Sokolov; уплощенные эллиптические формы *Tawuia* Hofmann; уплощенные булавовидные остатки с четкими продольными спиральными складками *Longfengshania* Du; уплощенные спирально свернутые формы *Grypania* (Walcott); уплощенные изогнутые трубки *Protoarenicola* Wang; трубковидные остатки с поперечными структурами *Calyptrina* Sokolov; уплощенные полые трубки с булавовидным утолщением на одном из окончаний *Sinospongia* Chen; узкие (шириной 1,00–1,35 мм) трубки *Jiuqunaoella* Chen and Xiao; спирально скрученные нити *Liulingjitaenia* Chen et Xiao; плотные удлиненные ленты *Mezenia* Sokolov; остатки обрывков микробного мата, а также проблематичные остатки, среди которых различаются уплощенные ланцетовидные формы; ленты с боковыми выростами; спирально-винтовые лентовидные формы; пучки спирально скрученных нитей; длинные плоские ленты; широкие плотные ленты с рельефной продольной складчатостью; уплощенные слоевища с лопастевидным краем; спутанные скопления нитей шириной 1,5 мм; скопления уплощенных пузыревидных образований. В целом остатки имеют небольшие размеры: ленты и трубки редко достигают в ширину более 3–4 мм, остатки *Mezenia* Sokolov достигают 8 мм в ширину [2], а в длину – не более 100 мм. Наибольшие размеры имеют остатки микробных колоний *Cyclomedusa* Sprigg размером 110×80 мм.

Китайско-сибирский комплекс. Наибольшее таксономическое и количественное разнообразие форм на территории Китая описано из верхней части свиты Doushantuo (пачка Miaohe), U–Pb цирконовый возраст которой составил 551,1±0,7 млн лет [7], однако находки известны и из средней части свиты [20], а также из вышележащей свиты Dengying [9]. На территории Сибирской платформы находки приурочены к средней части хатыспытской свиты, абсолютный возраст которой не определен. На хатыспытской свите согласно залегает туркутская свита, в 7,5 м от основания которой установлены мелкие скелетные остатки *Cambrotubulus decurvatus* (зона *Anabarites trisulcatus*). Выше по разрезу туфобрекчии в основании кессюсинской свиты имеют U–Pb цирконовый возраст 543,9±0,24 млн лет [3]. В Китае наиболее древние находки мелких скелетных остатков зоны *Anabarites trisulcatus* происходят из верхней части свиты Dengying, абсолютный возраст кровли которой оценивается в 541 млн лет [19]. Судя по всему, уплощенные органостенные макроостатки из свиты Doushantuo (пачка Miaohe) одного возраста с остатками из хатыспытской свиты.

Несмотря на близкий возраст и наличие общих форм (таксонов), миаохенский и хатыспытский комплексы достаточно сильно отличаются друг от друга. В миаохенском комплексе выявлено морфологическое усложнение остатков. В свите Doushantuo наибольшую часть находок составляют различные ветвящиеся формы (дихотомическое, моноподиальное ветвление), такие как *Doushantuophyton* Steiner, *Anomalophyton* (Chen, Xiao, and Yuan), *Miaohephyton* (Steiner), *Enteromorphytes* (Zhu and Chen), *Konglingiphyton* (Chen and Xiao) [24]. Кроме того, в составе миаохенского комплекса описаны слоевища с органом прикрепления, от которого отходят ризоидные структуры *Baculiphyca* (Yuan, Li et Chen). Однако все остатки имеют маленькие размеры, редко превышающие 50×50 мм. В составе хатыспытского комплекса также появляются новые формы: уплощенные структуры, напоминающие органы прикрепления, связанные между собой столонами в стелющиеся колонии; уплощенные бананообразные тела; пузыревидные тела; цилиндрические оболочки с кольчатым строением; разнообразные многорядные нити с псевдоветвлением; нити и ленты с различными продольными и поперечными структурами; уплощенные языкообразные остатки с органами прикрепления. Остатки в хатыспытском комплексе могут достигать гигантских размеров. Например, экземпляр ЦСГМ № 2026-226 достигает в длину 3 м при ширине 100–150 мм. В комплексе также встречены и достаточно мелкие остатки, например нити шириной около 0,3–0,5 мм и длиной до 100 мм. Различия между миаохенским и хатыспытским комплексами могут быть обусловлены разными условиями обитания макрофитов [17, 18]. Следует отметить, что в составе китайско-сибирского встречены почти все таксоны беломорско-уральского комплекса.

Подольский (котлинский) комплекс охарактеризован ископаемой вендотениевой флорой из отложений каниловской серии Подолии и люблинской серии Польши [1] возрастом моложе $551 \pm 4,0$ млн лет [6]. В составе комплекса описаны *Vendotenia* Gnilovskaya, *Tyrasotaenia* Gnilovskaya, *Dvinia* Gnilovskaya, *Eoholynia* Gnilovskaya, сохраняющиеся в виде лент шириной до 3 мм и длиной до 100 мм. Обычно остатки встречаются в большом количестве, обильно покрывая поверхность пород (до 60% площади). Кроме Восточно-Европейской платформы, остатки вендотенид известны в Намибии из отложений с возрастом 548–542 млн лет [5]. В этом стратиграфическом интервале не встречены формы из более древних комплексов.

Можно наметить три рубежа в эволюции поздненвендских макроводорослевых биот: ~560 млн лет назад – появление беломорско-уральского комплекса, ~550 млн лет назад – расцвет китайско-сибирского комплекса и 550–540 млн лет назад – появление подольского комплекса. Представители наиболее древнего беломорско-уральского комплекса, появившегося в редкинское время, отличались относительно простым морфологическим строением и небольшими размерами. Во время существования второго комплекса, наряду с представителями беломорско-уральского комплекса, появилось много новых форм, большинство из которых отражали морфологическое усложнение макрофитов (появление дихотомического и моноподиального ветвления; ризоидные органы прикрепления). Также в этот период произошло увеличение размеров организмов, которые достигали гигантских размеров (до 3 м в длину), в то время как в беломорско-уральском комплексе организмы не превышали в длину 100 мм. Подольский (котлинский) комплекс сильно отличался от двух предыдущих. Во-первых, во время его существования произошло практически полное таксономическое обновление комплекса. Во-вторых, резко увеличилась плотность популяций.

Таким образом, можно сделать вывод, что беломорско-уральский и китайско-сибирский комплексы являются составными частями единого эволюционного этапа развития макроводорослевой биоты, представители которой сохранились в палеонтологической летописи в виде уплощенных органостенных макроостатков. В то же время подольский (котлинский) комплекс представляет собой совершенно обособленный, не похожий на другие этап эволюционного развития сообществ макрофитов позднего венда.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-00520, 10-05-00953), National Geographic Committee for Research and Exploration (гранты 8227-07 и 8637-09) и Программы РАН (проект 20.5 «Региональные схемы стратиграфии фанерозоя арктических территорий и акваторий России как основа для проектирования и проведения

геологоразведочных работ в Северном Ледовитом океане»).

Литература

1. Гниловская М.Б., Иценко А.А. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
2. Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е. и др. Мيوахенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 417, № 1. С. 73–78.
3. Bowring S.A., Grotzinger J.H. et al. Calibrating rates of Early Cambrian Evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
4. Christie H., Norderhaug K.M. et al. Macrophytes as habitat for fauna // Marine ecology progress series. 2009. Vol. 396. P. 221–233.
5. Cohen P.A., Bradley A. et al. Tubular compression fossils from the Ediacaran Nama Group, Namibia // Journal of Paleontology. 2009. Vol. 83, № 1. P. 110–122.
6. Compston W., Sambridge M.S. et al. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland // Journal of the Geological Society. London, 1995. Vol. 152. P. 599–611.
7. Condon D., Zhu M. et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science, 2005. Vol. 308. P. 95–98.
8. Costanza R., d'Agre R. et al. The value of the world's ecosystem services and natural capital // Nature. 1997. Vol. 385. P. 253–260.
9. Du R., Wang Q. et al. Catalogue of algal megafossils from the Proterozoic of China // Precambrian Research. 1995. Vol. 73. P. 291–298.
10. Dugan J.E., Hubbard D.M. et al. The response of macrofauna communities and shorebirds to macrophyte wrack subsidies on exposed sandy beaches of southern California // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2003. Vol. 58. P. 25–40.
11. Duggins D.O., Simenstad C.A. et al. Magnification of secondary production by kelp detritus in coastal marine ecosystems // Science. 1989. Vol. 245, № 4914. P. 170–173.
12. Grazhdankin D.V., Balthasar U. et al. B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. 2008. Vol. 36, № 10. P. 803–806.
13. Han T.M., Runnegar B. Megascopic Eukaryotic Algae from the 2.1-Billion-Year-Old Negaunee Iron-Formation, Michigan // Science, New Series. 1992. Vol. 257, № 5067. P. 232–235.
14. Harrold C., Light K. et al. Organic enrichment of submarine-canyon and continental-shelf benthic communities by macroalgal drift imported from nearshore kelp forests // Limnology and Oceanography. 1998. Vol. 43, № 4. P. 669–678.
15. Jensen S., Palacios T. et al. A brief review of the fossil record of the Ediacaran-Cambrian transition in the area of Montes de Toledo Guadalupe, Spain // Geological Society. London: Special Publications, 2007. Vol. 286. P. 223–235.
16. Mann K.H. Production and use of detritus in various freshwater, estuarine, and coastal marine ecosystems // Limnology and Oceanography. 1988. Vol. 33, № 4. P. 910–930.
17. McFadden K.A., Huang J. et al. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation // PNSA. 2008. Vol. 105, № 9. P. 3197–3202.

18. *Pelechaty S.M., Grotzinger J.P. et al.* Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, northeast Siberian Craton // *Journal of Geology*. 1996. Vol. 104. P. 543–563.
19. *Shen B., Xiao S. et al.* *Yangtziramulus zhangii* new genus and species, a carbonate-hosted macrofossil from the Ediacaran Dengying Formation the Yangtze Gorges area, South China // *Journal of Paleontology*. 2009. Vol. 83, № 4. P. 575–587.
20. *Tang F., Yin C. et al.* A new discovery of macroscopic fossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area // *Chinese Science Bulletin*. 2006. Vol. 51, № 12. P. 1487–1493.
21. *Vetter E.W.* Detritus-based patches of high secondary production in the nearshore benthos // *Marine ecology progress series*. 1995. Vol. 120. P. 251–262.
22. *Vetter E.W., Dayton P.K.* Organic enrichment by macrophyte detritus, and abundance patterns of megafaunal populations in submarine canyons // *Marine ecology progress series*. 1999. Vol. 186. P. 137–148.
23. *Xiao S., Dong L.* On the Morphological and Ecological History of Proterozoic Macroalgae // *Neoproterozoic Geobiology and Paleobiology* / Eds. by S. Xiao, A.J. Kaufman. Dordrecht: The Netherlands: Springer, 2006. P. 57–90.
24. *Xiao S., Yuan X. et al.* Macroscopic carbonaceous compressions in a terminal Proterozoic shale: A systematic reassessment of the Miaohu biota, South China // *Journal of Paleontology*. 2002. Vol. 76, № 2. P. 347–376.
25. *Zang W.* Megascopic carbonaceous *Chuarina* and *Tawuia* from the late Neoproterozoic in South Australia // *MESA Journal*. 1997. P. 41.

МАКРООСТАТКИ СКЕЛЕТНЫХ ОРГАНИЗМОВ ИЗ РАННЕГО КЕМБРИЯ АРКТИЧЕСКОЙ СИБИРИ

Ю.Ю. Гой¹, Д.В. Гражданкин²

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В 200 км к западу от пос. Тикси на севере Якутии в долине р. Хорбусуонки (Оленекское поднятие) находится разрез вендских и нижнекембрийских отложений, исключительный по своей информативности благодаря совместному нахождению: 1) богатых комплексов макроостатков (ископаемая биота авалонского и миаохенского типа); 2) органостенных микрофоссилий; 3) мелких скелетных остатков; 4) ископаемых следов жизнедеятельности; 5) туфобрекчий с U–Pb возрастом по цирконам 543,9±0,24 млн лет; 6) имеющих опорное корреляционное значение хемостратиграфических данных [1–3]. Несмотря на многолетнюю историю изучения, потенциал этого уникального разреза раскрыт далеко не полностью. В 2007 г. в кессюсинской свите нижнего кембрия, представленной в обнажении в левом борту р. Хорбусуонки в 11 км вверх по течению от устья руч. Юесээ-Юеттээх, обнаружены многочисленные остатки нового организма, которые не только существенно расширяют палеонтологическую базу данных по нижнему кембрию, но и представляют собой важное связующее звено между вендом и кембрием.

Форма и разновидности сохранности. Остатки сохранились в толще песчаника в виде ядер (объемных слепков внутренней полости), выполненных тем же песчаником, что и вмещающая порода (рис. 1). Каждое ядро имеет форму правильной усеченной трехгранной пирамиды, которая представлена только боковыми гранями, а основание отсутствует (сливается с вмещающей породой) (рис. 1, з). Суженная часть пирамиды не сохраняется – по всей видимости, остатки имеют аллохтонную природу, а суженная часть ядра обламывалась при переносе остатков и захоронении

либо не сохранялась в результате неравномерного заполнения осадком внутренней полости. Ребра в основании пирамиды выпуклые в виде дуги окружности (рис. 1, а–в).

На боковых гранях сохранилась скульптура, представленная валиками, бугорками и параболическими складками. В зависимости от сохранности скульптурных элементов выделено три морфологических типа остатков (рис. 2). Боковые грани **первого морфотипа** имеют короткие поперечные валики, которые постепенно выполаживаются к краям ребер пирамиды, не доходя до них (рис. 1, д). Количество валиков не установлено, так как суженная часть пирамиды не сохраняется; наибольшее число валиков, которое сохранилось на одном экземпляре, составляет 18. Валики расположены на расстоянии 1–2 мм друг от друга; максимальное расстояние между валиками отмечено у экземпляров с наиболее широкими гранями. **Второй морфотип** характеризуют бугорки, расположенные в ряд на срединной линии каждой из трех боковых граней (рис. 1, б). Количество бугорков может достигать 9.

Бугорки отстоят друг от друга на расстоянии от 1 до 2 мм в зависимости от ширины остатка. Поверхность боковых граней **третьего морфотипа** орнаментирована параболическими складками, изогнутыми в сторону основания пирамиды (рис. 1, е). Между морфологическими типами остатков установлены переходные формы, сочетающие в себе в разной степени выраженные признаки всех морфотипов (рис. 2), однако в пределах одного экземпляра боковые грани демонстрируют относительно одинаковую сохранность.

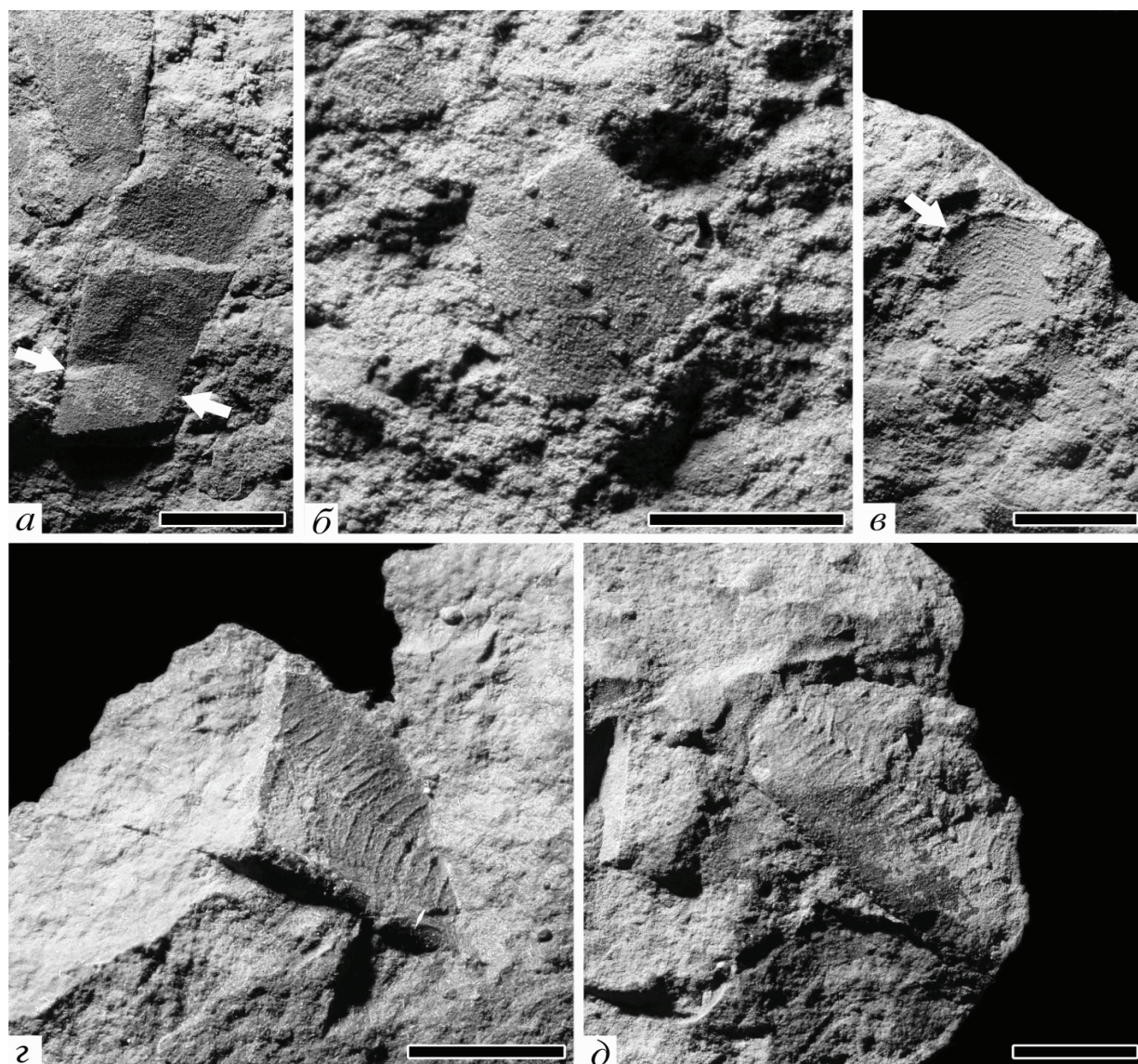


Рис. 1. Разновидности сохранности макроостатков из кессюсинской свиты Оленекского поднятия (р. Хорбусуонка): *a* – уплощенное ядро раковины с перегибом поверхности (стрелки указывают ось перегиба); *б* – бугорки на поверхности ядра; *в* – линии роста и лопастевидный апертурный край раковины (показан стрелкой); *г* – объемная сохранность слепка в виде трехгранной пирамиды; *д* – валики на поверхности ядра. Длина масштабной линейки 5 мм

По всей вероятности, каждое ядро представляет собой песчаный слепок полости пирамидальной раковины. Слепки вершины раковины обламываются. На некоторых экземплярах сохраняется апертурный край раковины, образованный лопастевидными окончаниями боковых граней, выпуклый край каждой из которых повторяет форму параболических складок, наблюдаемых на поверхности граней (третий морфотип) (рис. 1, *a–в*). Параболические складки, таким образом, интерпретируются как линии роста раковины. Еще одной особенностью ископаемых остатков являются признаки деформации в виде плавных перегибов поверхности боковых граней (рис. 1, *a*). Отсутствие отпечатков трещин и резких изломов поверхности граней ядра позволяет предполагать, что раковина была не минерального, возможно, органического состава.

Реконструкция. Раковина организма обладала симметрией вращения третьего порядка. Различная степень сохранности скульптурных элементов (валиков, бугорков и параболических складок), позволяющая нам выделять разные морфотипы остатков, вероятно, обусловлена наложением структур наружной и внутренней стенок раковины при образовании ядра. Валики и бугорки на песчаных ядрах, скорее всего, представляют собой слепки канавок и ямок, которые при жизни располагались на внутренней стенке раковины и которые, вероятно, служили для прикрепления мышц либо других мягких тканей организма к скелету. По всей вероятности, степень разложения мягких тканей при захоронении могла быть определяющим фактором сохранности канавок и ямок.

Пирамидальная форма раковины позволяет предполагать, что организм вел неподвижный бентос-

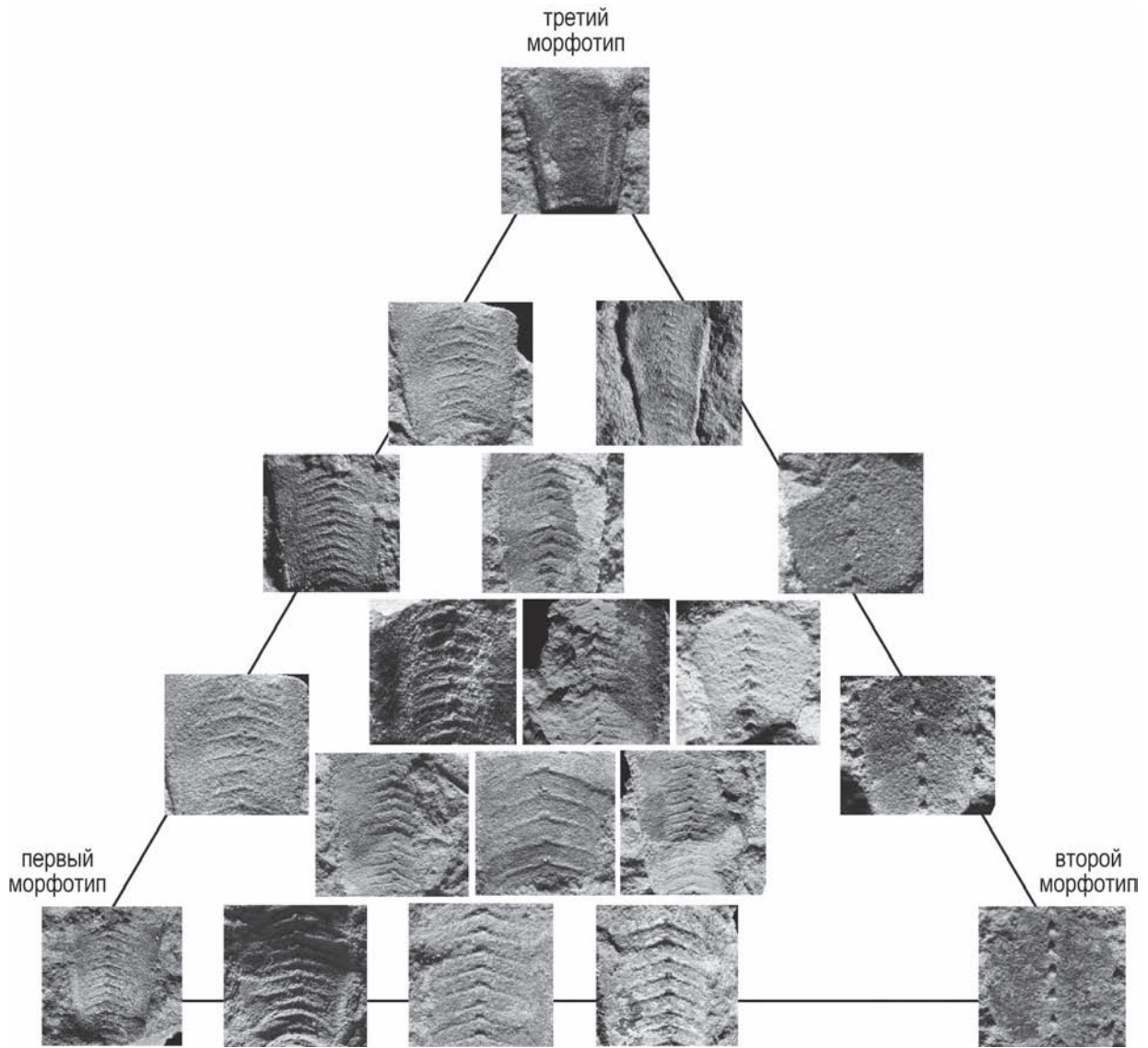


Рис. 2. Треугольная диаграмма вариации морфологических признаков макроостатков из кессюсинской свиты

ный образ жизни, прирастая вершиной раковины к субстрату. Не исключена вероятность того, что под нагрузкой потока прикрепленная вершина раковины могла обламываться; так можно объяснить подавляющую сохранность в виде усеченной пирамиды. Пирамидальная раковина расширялась по мере роста организма. Выпуклый лопастевидный апертурный край раковины, по всей видимости, выполнял защитную функцию, предохраняя мягкие ткани организма.

Диагноз. Органостенная раковина правильной трехгранной пирамидальной формы превышала 3 см в длину и 1 см в ширину. Выпуклый апертурный край каждой грани имел полукруглые очертания в виде лопасти. Каждая грань на внешней стороне была покрыта параболическими линиями роста. На внутренней стороне каждой грани вдоль срединной линии находился ряд ямок, от каждой из которых к краям ребер расходились канавки, постепенно выполаживаясь. Расстояние между канавками (ямками) 1–2 мм.

Сравнение. Органостенная пирамидальная раковина нового представителя раннекембрийской ископаемой биоты напоминает органофосфатную пирамидальную раковину конулярий – вымерших (поздний венд? – поздний триас) морских организмов, филогенетическая природа которых более 170 лет является предметом дискуссий [4–7]. Несмотря на то, что поздневендские и отдельные палеозойские представители демонстрируют трехлучевую симметрию [8–10], конулярии в большинстве своем обладали симметрией вращения четвертого порядка. Кроме того, бугорки и валики на изученных нами макроостатках из кессюсинской свиты лишь отдаленно напоминают утолщения фосфатного панциря конулярий. Тафономический анализ макроостатков показал, что валики и бугорки, скорее всего, представляют слепки канавок и ямок на внутренней стенке раковины, при жизни покрытые мягкими тканями.

Раковины пирамидальной формы напоминают мелкие известковые трубки (теки) анабаритид поздне-

вендского и раннекембрийского возраста, установленные, в том числе, и в кессюсинской свите [11], в основе плана строения которых также лежит симметрия вращения третьего порядка, а на ядрах некоторых представителей наблюдаются валики и бугорки, похожие на скульптуру макроостатков из кессюсинской свиты [12]. Раннекембрийская мелкораковинная ископаемая фауна в целом имеет гетерогенную природу. В ее составе, наряду с изолированными склеритами крупных организмов, присутствуют мелкие ювенильные особи макроорганизмов, как это было показано на примере хельционеллид из нижнего кембрия Испании [13]. Несмотря на известковый состав и на порядок меньшие размеры можно предположить, что анабаритиды и макроостатки из кессюсинской свиты отвечают, соответственно, ювенильной (с известковой раковиной) и взрослой (с органостенной раковиной) стадиям онтогенетического развития одного организма.

Органостенные пирамидальные раковины, сохранившиеся в виде песчаных ядер в кессюсинской свите, отличаются от двусторонне-симметричных известковых раковин хиолитов [14] – вымерших (поздний венд – поздняя пермь) животных неясного систематического положения. У некоторых видов хиолитов спинная створка раковины может быть разделена острым перегибом на две равные части, в результате раковина имеет форму неправильной трехгранной пирамиды, однако выраженная симметрия зеркального отражения, присутствие крышечки, своеобразная скульптура поверхности резко отличают их от макроостатков из кессюсинской свиты.

Симметрия вращения третьего порядка провоцирует на сравнение органостенных пирамидальных раковин из кессюсинской свиты с представителями Tribrachiomorpha (=Trilobozoa [15]) – поздневендской (560–550 млн лет) группы специализированных мягкотелых организмов, обитавших на поверхности микробного субстрата в обстановках прудельты. Некоторые авторы к этой группе также относят анабаритид (ангустиохреид) [16, 17], а находки Vendosconularia поздневендского возраста позволяют предполагать родство трибрахиоморфных организмов и конулярий [8]. По всей вероятности, на рубеже позднего венда и раннего кембрия произошла диверсификация трибрахиоморфных организмов, в результате которой сформировалось несколько филогенетических ветвей. У некоторых организмов появились органостенные (на ранней стадии онтогенеза – минерализованные) раковины и развилось конвергентное сходство с конуляриями. Таким образом, раннекембрийские макроорганизмы с трехгранной пирамидальной органостенной раковиной, остатки которых обнаружены в кессюсинской свите, можно интерпретировать как потомков вендских мягкотелых организмов. Новые находки дополняют список таксонов [18, 19], «уцелевших» в результате крупнейшей в истории биосферы макроэкологической трансформации.

Представленные результаты составляют основу курсовой работы, выполненной студентом 3-го курса

Ю.Ю. Гой на кафедре исторической геологии и палеонтологии НГУ (научный руководитель – Д.В. Гражданкин). Исследования проведены при финансовой поддержке National Geographic Committee for Research and Exploration (гранты № 8227-07 и 8637-09), РФФИ (гранты № 09-05-00520 и 10-05-00953) и Программы РАН (проект 20.5 «Региональные схемы стратиграфии фанерозоя арктических территорий и акваторий России как основа для проектирования и проведения геолого-разведочных работ в Северном Ледовитом океане»).

Литература

1. Sokolov B.S., Fedonkin M.A. The Vendian as the terminal system of the Precambrian // Episodes. 1984. Vol. 7. P. 12–19.
2. Knoll A.H., Grotzinger J.P., Kaufman A.J., Kolosov P. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // Precambrian Research. 1995. Vol. 73. P. 251–270.
3. Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. 2008. Vol. 36. P. 803–806.
4. Moore R.C., Harrington H.J. Scyphozoa // Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F. Coelenterata. Lawrence, Kansas: Geological Society of America and University of Kansas Press, 1956. P. 27–38.
5. Babcock L.E., Feldmann R.M. The phylum Conulariida // Problematic fossil taxa. Oxford monographs on geology and geophysics no. 5 / Eds. by A. Hoffman, M.H. Nitecki. N.Y.: Oxford University Press, 1986. P. 135–147.
6. Babcock L.E. The enigma of conulariid affinities // The early evolution of Metazoa and the significance of problematic taxa / Eds. by A.M. Simonetta, S. Conway Morris. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 133–143.
7. Van Iten H., Leme J.M., Simões M.G. et al. Reassessment of the phylogenetic position of conulariids (?Eldiacaran–Triassic) within the subphylum Medusozoa (phylum Cnidaria) // Journal of Systematic Palaeontology. 2006. Vol. 4. P. 109–118.
8. Ivantsov A.Yu., Fedonkin M.A. Conulariid-like fossil from the Vendian of Russia: a metazoan clade across the Proterozoic/Palaeozoic boundary // Palaeontology. 2002. Vol. 45. P. 1219–1229.
9. Van Iten H., Leme J.M., Rodrigues S.C., Simões M.G. Reinterpretation of a conulariid-like fossil from the Vendian of Russia // Palaeontology. 2005. Vol. 48. P. 619–622.
10. Babcock L.E., Feldmann R.M., Wilson M.T. Teratology and pathology of some Paleozoic conulariids // Lethaia. 1987. Vol. 20. P. 93–105.
11. Карлова Г.А., Воданюк С.А. Новые данные о переходных к кембрию отложениях бассейна р. Хорбусуонки // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей: Сб. науч. тр. / Отв. ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1985. С. 3–13.
12. Kouchinsky A., Bengston S., Feng W., Kutugin R., Val'kov A. The lower Cambrian fossil Anabaritids: affinities, occurrences and systematics // Journal of Systematic Palaeontology. 2009. Vol. 7, № 3. P. 241–298.
13. Martí Mus M., Palacios T., Jensen S. Size of the earliest mollusks: did small helcionellids grow to become large adults? // Geology. 2008. Vol. 36. P. 175–178.

14. Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия // Труды ГИН. М.: Наука, 1989. Вып. 443. 238 с.
15. Федонкин М.А. Бесскелетная фауна венда и ее место в эволюции метазоа // Труды ПИН. М.: Наука, 1987. Т. 226. 176 с.
16. Вальков А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский регион). М.: Наука, 1987. 136 с.
17. Runnegar B. Evolution of the earliest animals // Major events in the history of life / Ed. by J.W. Schopf. Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1992. P. 65–93.
18. Conway Morris S. Ediacaran-like fossils in Cambrian Burgess Shale-type faunas of North America // Palaeontology. 1993. Vol. 36. P. 593–635.
19. Shu D.-G., Conway Morris S., Han J. et al. Lower Cambrian Vendobionts from China and early diploblast evolution // Science. 2006. Vol. 312. P. 731–734.

ДРЕВНЕЙШИЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

Д.В. Гражданкин¹, А.В. Маслов²

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Появление и экспансия макроскопических организмов в венде сопровождалось крупными геохимическими пертурбациями. Так, в венде впервые за всю геологическую историю произошло резкое увеличение степени фракционирования изотопов серы в сульфатах и в пирите, тогда как отношение геохимически и биологически активного железа к общему содержанию Fe в породах резко упало до практически современных значений [1, 2]. Это сопровождалось резким спадом значений соотношения изотопов углерода в карбонатных отложениях, тогда как соотношение изотопов углерода в захороненном органическом веществе не менялось [3]. Выявленные геохимические тренды, по всей вероятности, отражают значительное увеличение содержания кислорода в атмосфере в позднем протерозое. Существует точка зрения, что кислородсодержащую атмосферу Земли невозможно создать без участия процессов почвообразования, и что рост содержания кислорода в атмосфере явился следствием биотической эволюции, а именно – появления нового резервуара для аккумуляции органического углерода в виде фотосинтезирующих почвообразующих экосистем [4, 5]. На существование неморских экосистем в докембрии указывают микрофоссилии в палеокарстовых образованиях протерозойского возраста [6] и палеонтологические свидетельства колонизации суши артроподами в раннем кембрии [7, 8]. В этой связи особый интерес представляют позднерифейские и вендские ископаемые макросообщества недифференцированных примитивных палеопочв, обнаруженные нами в отложениях плоских, периодически затапливаемых морем равнин на периферии крупных речных распределительных систем.

Верхний венд, Средний Урал. Поздневендские палеопочвы котлинского века изучены в верхней части крутихинской подсветы чернокаменной свиты сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала (р. Усьва). Основными макроскопическими диагностическими признаками палеопочв в крутихинской

подсвете являются структурные характеристики: стратификация на почвенные горизонты, плитчато-блоковая отдельность песчаников и алевролитов и присутствие псевдоморфоз по кристаллам соли. Другим важным диагностическим признаком палеопочв является характерная темная красновато-серая (7.5R4/2 по цветовой системе Манселла) окраска алевролитов с голубовато-серыми (5GY7/1 и 5B4/1) пятнами оглеевания. Реликтовая слоистость, слепки трещин высыхания и наблюдаемый характер брекчирования в целом являются признаками слаборазвитых палеопочв [9]. Палеопочвы крутихинской подсветы можно классифицировать как энтисоли (недифференцированные почвы на рыхлых наносах) либо инсептисоли (сборная группа слаборазвитых почв, не имеющих четких диагностических признаков). В полевых условиях выделено два типа палеопочв крутихинской подсветы – «мултыкский» и «шишкинский» педотипы. Мултыкский педотип, приуроченный к верхней части пластов песчаника, лишен поверхностных органических и неорганических горизонтов (по всей вероятности, эти горизонты не сохранились) и представлен исключительно подпочвенным горизонтом С – выветрелым материнским материалом с блоковой отдельностью, характеризующим первые стадии почвообразования («почвы на песках»). В составе горизонта С, который проникает на глубину до 10 см, в свою очередь выделяются два подгоризонта, различающиеся степенью сохранности реликтовой структуры, которые можно рассматривать как зачатки будущих горизонтов. Шишкинский педотип, приуроченный к алевролитам, представлен поверхностным неорганическим горизонтом S (поверхность с отпечатками кристаллов соли) и подпочвенным горизонтом С темной красновато-серой окраски, в котором сверху вниз различаются подгоризонт с чешуйчато-плитчатой структурой (3 см), подгоризонт с комковато-глыбистой структурой (5 см) и массивный подгоризонт с пятнами голубовато-серой окраски. Выделенные нами в полевых условиях педотипы

и горизонты характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль.

Верхний венд, Южный Урал. Поздневендские палеопочвы предкотлинского времени изучены в басинской свите верхнего венда Башкирского мегантиклинория (Южный Урал, окрестности г. Усть-Катав). Макроскопическими диагностическими признаками палеопочв служат стратификация на почвенные горизонты, плитчато-блоковая отдельность песчаников и алевролитов и текстуры деформации, а также характерная темная красновато-серая окраска алевролитов с голубовато-серыми пятнами оглеевания. Особый интерес представляют текстуры деформации, которые, в отличие от сейсмодислокаций, текстур нагрузки, конволютной слоистости и следов обезвоживания, затрагивают только верхнюю часть пластов, постепенно угасая вниз, представляя собой своеобразные антиформные складки. Аналогичные складки, обусловленные криотурбацией, характеризуют подпочвенные горизонты гелисолей в перигляциальных обстановках осадконакопления [10–13]. Реликтовая слоистость и характер брекчирования позволяют классифицировать палеопочвы басинской свиты как энтисоли (недифференцированные почвы на рыхлых наносах), инсептисоли (сборная группа слабозрелых почв, не имеющих четких диагностических признаков), либо недоразвитые гелисоли. В полевых условиях выделено два типа палеопочв басинской свиты – «юрюзанский» и «катавский» педотипы. Юрюзанский педотип, приуроченный к верхней части пластов песчаника, напоминает мулткыкский педотип крутихинской подсвиты чернокаменной свиты: в кровле пластов наблюдается аналогичная блоковая отдельность с реликтами слоистости. Катавский педотип приурочен к верхней части пластов песчаника темной красновато-серой окраски мощностью 6–8 см с текстурами деформаций и блоковой отдельностью. Также, как и в крутихинской подсвите, выделенные нами в полевых условиях педотипы и горизонты характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль.

Верхний рифей, Южный Урал. В разрезе бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал, окрестности пос. Инзер на восточном склоне хр. Зильмердак) послойно описана последовательность палеопочв мощностью 5,38 м, заключенная между пачками аркозовых песчаников. Макроскопическими диагностическими признаками палеопочв являются стратификация на почвенные горизонты, псевдоморфозы по кристаллам соли, отпечатки кристаллов льда и морозных узоров, а также характерная темная красновато-серая окраска алевролитов с голубовато-серыми пятнами оглеевания. В алевролитах широко распространены трещины высыхания и обломки аргиллитов. Кроме того, в песчаниках наблюдаются звездчатые слепки своеобразных трехлучевых трещин, напоминающих мелкие морозобой-

ные трещины. В целом палеопочвы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты по макроскопическим признакам напоминают палеопочвы крутихинской подсвиты чернокаменной свиты верхнего венда, однако возможные признаки криопедогенеза (в том числе кристаллы льда, морозные узоры, морозное растрескивание) позволяют нам предварительно выделить два новых типа палеопочв – «шурский» и «аканайский» педотипы. Шурский педотип, приуроченный к алевролитам, представлен поверхностным неорганическим горизонтом S (поверхность с отпечатками кристаллов соли) и массивным подпочвенным горизонтом C темной красновато-серой окраски с пятнами оглеевания голубовато-серой окраски. К поверхностному горизонту также приурочены многочисленные полигоны растрескивания и микробрекчии (скопления обломков аргиллитов). Аканайский педотип, приуроченный к песчаникам, в большинстве случаев представлен горизонтом C – выветрелым материнским материалом с признаками криопедогенеза, но местами присутствует органический горизонт A (отпечаток биологической почвенной корки). Выделенные педотипы характеризуют недифференцированный примитивный почвенный профиль.

Ископаемые сообщества. Ориктоценозы представлены отпечатками слоевищных организмов двух типов. Отпечатки слоевищ первого типа, широко распространенные в палеопочвенных горизонтах в басинской свите, имеют очень низкий рифленый рельеф, образованный тонкими симметричными валиками. Рифленый рельеф, в свою очередь, расчленен тонкими параллельными бороздками различной длины. Отпечатки сохраняются на поверхностях напластования и блоковой отдельности в палеопочвах, нередко пересекая ровную, косую и конволютную слоистость песчаников. Отпечатки слоевищ второго типа обнаружены в непосредственной близости от палеопочвенных горизонтов в крутихинской подсвите чернокаменной свиты верхнего венда и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея. Остатки сохраняются на кровле песчаных прослоев, при этом от слепка слоевища вниз отходят отпечатки пластинчатых выростов тела, пересекая слоистость песчаников. В ряде случаев отпечатки слоевища сохраняются на поверхности лингвоидных знаков ряби, при этом пластинчатые выросты тела расходятся в толще осадка от вершины гребней ряби во впадины между ними, простираясь вдоль направления палеотечения.

В отложениях, наряду с остатками слоевищеподобных организмов, встречена шагреновая текстура, приуроченная к подошве прослоев волнистослоистых песчаников. Шагреновая текстура образована незакономерным пересечением морщинок, которые сохраняются в виде тонких бороздок на нижней поверхности напластования. По общему характеру рисунка шагреновую текстуру обычно сравнивают с

отпечатком, который могла бы оставить поверхность бактериально-водорослевого мата [14]. В частности, мелкие ямки, образованные в местах пересечения тонких морщинок шагреновой текстуры, обычно интерпретируются как отпечатки мелких плотных пучков, конических сосочков и бугорков, наблюдаемых на поверхности современных матов.

Следует отметить, что подобные сосочки (так называемая акуля кожа) образуются на поверхности обводненного мата после того, как мат подвергся высыханию. При пересыхании верхние слои мата сильно ослизняются, образуя подобие плотной, эластичной кожи, а после обводнения нитевидные цианобактерии под действием света сплетаются в жгуты, пробуравливают слизистую «кожу» и выходят на поверхность в виде пучков и сосочков, формируя новый слой мата [15].

При благоприятных условиях поверхность мата гладкая. Таким образом, если шагреновая текстура является отпечатком поверхности микробного мата, она отражает условия, скорее неблагоприятные для обитания образующих мат микроорганизмов. Неблагоприятным могут быть периоды кратковременного осушения и последующего обводнения микробного субстрата либо засыпание микробного мата осадком; в последнем случае формирование шагреновой текстуры могло происходить под слоем осадка в результате роста нитей к поверхности раздела осадок/вода.

Совместно с шагреновой текстурой и отпечатками слоевищных организмов встречены отпечатки кристаллов соли, полигоны растрескивания, скопления обломков, отпечатки морозных узоров и кристаллов льда и другие признаки периодического осушения в условиях холодного аридного климата. В контексте осадочной летописи не исключена вероятность того, что шагреновая текстура отражает какой-то иной, нежели описанный выше вид биологической активности, образующий мат микроорганизмов. Так, шагреновую текстуру можно интерпретировать как отпечаток биологической почвенной корки – сообщества цианобактерий, зеленых водорослей, микрогрибов, мхов и лишайников, которые в современных аридных обстановках стабилизируют верхний слой грунта и формируют слаборазвитые почвы [16].

Таким образом, можно предположить, что в формировании наземных экосистем в позднем рифее и венде принимали участие макроорганизмы. Наиболее широко были представлены слоевищные макроорганизмы, которые могли прорасти сквозь песок и колонизировать блоковую отдельность палеопочв. Вероятно, слоевища принадлежат вымершим лишайнизированным организмам, приспособленным к обитанию в неморских обстановках с периодическим осушением. Наряду со слоевищными макроорганизмами, важную почвообразующую роль в экосистемах могли играть сообщества

биологической почвенной корки, которые сохраняются в виде шагреновой текстуры на подошве песчанников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН (проект № 09-П-5-1011 «Эволюция процессов выветривания и педогенез в неопротерозое») и РФФИ (грант № 09-05-00279 «Вендские осадочные системы, экосистемные перестройки и геохимические тренды на Восточно-Европейской платформе»).

Литература

1. Fike D.A., Grotzinger J.P. et al. Oxidation of the Ediacaran ocean // *Nature*. 2006. Vol. 444. P. 744–747.
2. Canfield D.E., Poulton S.W., Narbonne G.M. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life // *Science*. 2007. Vol. 315. P. 92–95.
3. Swanson-Hysell N.L., Rose C.V. et al. Cryogenian glaciation and the onset of carbon-isotope decoupling // *Science*. 2010. Vol. 328. P. 608–611.
4. Kennedy M., Droser M.L., Mayer L.M. et al. Late Precambrian oxygenation; inception of the clay mineral factory // *Science*. 2006. Vol. 311. P. 1446–1449.
5. Knauth L.P., Kennedy M.J. The late Precambrian greening of the Earth // *Nature*. 2009. Vol. 460. P. 728–732.
6. Horodyski R.J., Knauth L.P. Life on land in the Precambrian // *Science*. 1994. Vol. 263. P. 494–498.
7. MacNaughton R.B., Cole J.M., Dalrymple R.W. et al. First steps on land: arthropod trackways in Cambrian-Ordovician eolian sandstone, southeastern Ontario, Canada // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 391–394.
8. Hagadorn J.W., Seilacher A. Hermit arthropods 500 million years ago? // *Geology*. 2009. Vol. 37. P. 295–298.
9. Retallack G.J. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Oxford, Northampton: Blackwell, 1991. xii + 404 p.
10. Williams G.E., Tonkin D.G. Periglacial structures and palaeoclimatic significance of a late Precambrian block field in the Cattle Grid copper mine, Mount Gunson, South Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. 1985. Vol. 32. P. 287–300.
11. Spencer A.M. Late Pre-cambrian Glaciation in Scotland. Geological Society, London, Memoirs, no. 6. London: Geological Society of London, 1971. vii + 100 p.
12. Benn D.I., Prave A.R. Subglacial and proglacial glacial tectonic deformation in the Neoproterozoic Port Askaig Formation, Scotland // *Geomorphology*. 2006. Vol. 75. P. 266–280.
13. Hamilton T.D., Ashley G.M. Epiguruk: A late Quaternary environmental record from northwestern Alaska // *Geological Society of America Bulletin*. 1993. Vol. 105. P. 583–602.
14. Gerdes G., Klenke T., Noffke N. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue // *Sedimentology*. 2000. Vol. 47. P. 279–308.
15. Герасименко Л.М., Заварзин Г.А. Реликтовые цианобактериальные сообщества // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы / Отв. ред. А.Ю. Розанова. М.: Наука, 1993. С. 222–254.
16. *Biological Soil Crusts: Structure, Function, and Management* / Eds. by J. Belnap, O.L. Lange. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2001. xviii + 503 p.

БИОГЕННЫЕ ФОРМЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ГРАНИЦЫ АРХЕЯ И ПРОТЕРОЗОЯ

А.В. Жабин, В.А. Жабин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Стратиграфическое расчленение и корреляция сложно построенных докембрийских метаморфических толщ Воронежского кристаллического массива (ВКМ) представляет собой достаточно непростую задачу.

В основу методов, применяемых для этого, положены результаты минералогических, литологических и тектонических исследований, проведенных за все время изучения докембрийских образований ВКМ. Считается, что чем более изменены первичные породы под воздействием процессов метаморфизма, тем они древнее. В то же время пространственное и временное расположение выявленных размывов и угловых несогласий в залеганиях различных толщ, в связи со сложным строением района, вызванным тектоническими процессами, далеко не всегда можно однозначно скоррелировать в различных разрезах. Проведенные в немалом количестве радиологические определения дают часто несходимые результаты и, по мнению некоторых исследователей [3, 5], к ним следует относиться с большой осторожностью. Сопоставление разрезов ВКМ, Украинского и Балтийского щитов хотя и дает положительные результаты в выявлении аналогично построенных комплексов пород, но в целом мало проясняет ситуацию в геохронологическом плане.

Применение палеонтологических методов для стратиграфического расчленения осадочных метаморфизованных толщ крайне затруднительно, поскольку принято считать, что даже на стадии зеленосланцевой, амфиболит-эпидотовой и тем более гранулитовой фаций метаморфизма происходят значительные преобразования при термобарических воздействиях, не оставляя малейших шансов для сохранения органических остатков.

В серии работ [1, 2, 4] нами показано наличие биогенных объектов в кварце архейских и раннепротерозойских пород. Наряду с самыми простейшими формами (бактериями, строматолитами) найдены достаточно сложно устроенные остатки фауны. Есть все основания считать, что это были многоклеточные организмы с внешним скелетом. Данные формы обнаружены в метаморфических комплексах Курской магнитной аномалии (КМА) и Кольского полуострова. Электронно-микроскопическими методами исследовался кварц из разных пород: железистых кварцитов, гнейсов, сланцев и некоторых других. Наибольшее количество биогенных остатков приходится на железистые кварциты и гнейсы.

Остатки примитивных организмов (различных бактерий) и строматолитов [1] наблюдаются как в

архейских, так и в раннепротерозойских комплексах пород.

Бактериальные маты (рис. 1-А) достаточно широко распространены. Они характеризуются своеобразной текстурой поверхности, напоминающей каракуль. Нами получен редкий снимок (рис. 1-В) бактериального мата в разрезе, на котором ясно виден рост данного образования. Округлые тела, размером 50–100 нанометров, характеризуют отдельные бактерии (рис. 1-С). По параллельным, различной толщины слоям идентифицируются строматолиты (рис. 1-Д). Округлые, червеобразные формы встречаются как в виде одиночных объектов, так и образуют своеобразные колонии (рис. 1-Е). Аналогичные или, во всяком случае, очень похожие формы встречены американскими исследователями в метеорите ALH-84001 (рис. 1-Ф), возраст которого около 4,5 млрд лет. Изучаемые нами породы значительно моложе. Не говорит ли эта находка о том, что, во-первых, жизнь на Земле возникла путем занесения примитивных ее форм из глубин Вселенной. И, во-вторых, это был не просто одноразовый акт; с определенной регулярностью на нашу планету попадают такие бактериальные «агенты», вступая в антагонистические отношения с населяющими Землю «аборигенами». И не в этом ли кроется основная причина массовых вымираний в истории Земли, и не этот ли фактор является главным двигателем Эволюции?

Начиная с раннего протерозоя, наряду с перечисленными объектами, встречаются гораздо более сложно устроенные формы. Особый интерес представляют объекты, состоящие из дискообразных сегментов. На фотографии (рис. 2-А) представлена форма, встреченная в гнейсах Курской магнитной аномалии, а на рис. 2-В в породах северной части Воронежского кристаллического массива. Не редки сегментированные округлые (рис. 2-С) или удлинённые объекты (рис. 2-Д). Иногда их туловище с одной стороны заканчивается выростом (на рисунке он показан стрелкой), представляющим, вероятнее всего, захватом у ротовой части. По нашему предположению, это самые ранние артроподы [4]. Изображение на снимке (рис. 2-Е) трудно прокомментировать, хотя очень похоже на выедание хищником или паразитом других биологических форм. И совсем неожиданная форма (рис. 2-Ф) – явно скелетный обломок (как и упоминавшиеся выше артроподы) переворачивают бытующие представления об эволюции жизни. Эти находки, как мы полагаем, показывают, что время появления организмов с внешним скелетом можно

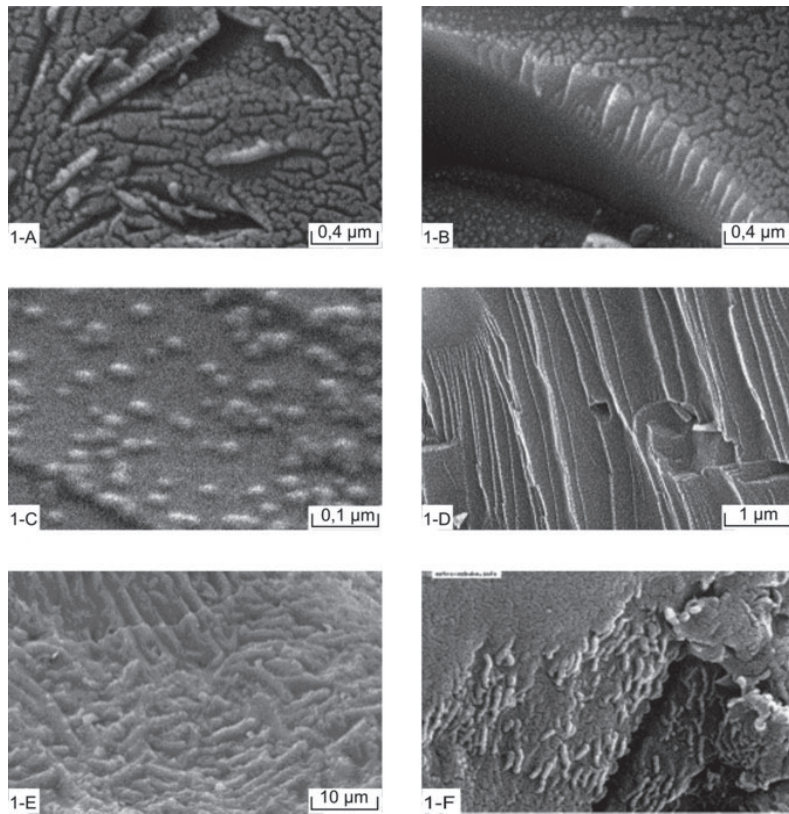


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки биологических объектов из пород архейского времени: *A* – гнейс КМА; *B* – кварцит ВКМ; *C* – гнейс КМА; *D* – гнейс Кольского полуострова; *E* – гнейс Антарктиды; *F* – метеорит ALH84001

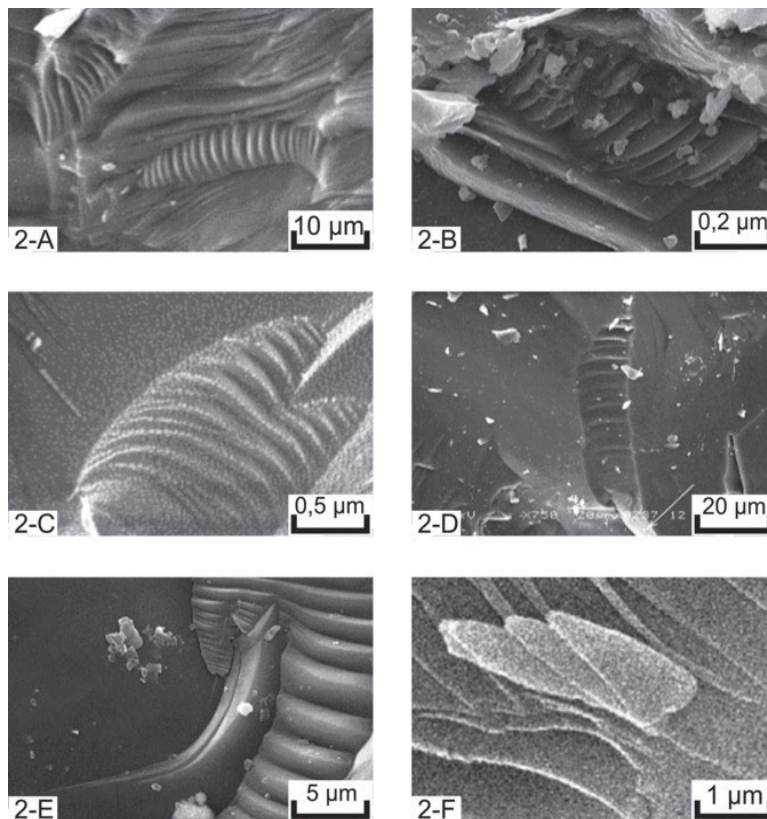


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки биологических объектов из пород раннепротерозойского времени: *A* – гнейс КМА; *B* – гнейс ВКМ; *C* – железистые кварциты КМА; *D* – железистые кварциты Кольского полуострова; *E* – железистые кварциты КМА; *F* – кварцит КМА

отодвинуть как минимум на 1,5–1,7 млрд лет назад. Таким образом, появление в раннем протерозое более сложно устроенных биологических форм (это уже явно эвкариоты) показывает, что количество кислорода в гидросфере и атмосфере Земли резко возросло.

На рубеже архея и раннего протерозоя резко изменился газовый состав атмосферы и гидросферы. Содержание кислорода в этих сферах значительно повысилось.

С увеличением количества кислорода в древних водоемах появились эвкариоты. Некоторые из них обладали внешним скелетом. Это были не просто отдельные организмы, а целые биоценозы с прокариотами.

По палеонтологическим особенностям микроорганизмов представляется возможным расчленять метаморфические комплексы архея и раннего протерозоя.

Литература

1. Жабин А.В., Лебедев И.П. К вопросу о биологических формах в кварце раннедокембрийских пород (на примере Воронежского кристаллического массива и Балтийского щита) // Вестник ВГУ. Геология. Воронеж: 2007. № 1. С. 23–29.
2. Жабин А.В., Сиротин В.И. К вопросу о происхождении железистых кварцитов Курской серии КМА // ДАН. 2009. Т. 427, № 1. С. 64–66.
3. Розанов А.Ю. Ископаемые бактерии и новый взгляд на процессы осадкообразования // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 10. С. 63–67.
4. Сиротин В.И., Жабин А.В. О биологических формах в породах архея и раннего протерозоя Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова // ДАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 378–380.
5. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. М.: Недра, 1985. 196 с.

UDOKANIA: МЕТАКРИСТАЛЛЫ ИЛИ ДРЕВНЕЙШИЕ METAZOA?

А.В. Колесников

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Удоканская ископаемая биота составляет особый предмет в развитии представлений о раннепротерозойском этапе эволюции биосферы. Под удоканской биотой понимается совокупность организмов, остатки которых обнаружены в метаморфизованной осадочной последовательности удоканской серии нижнего протерозоя Северного Забайкалья. Комплекс ископаемых остатков включает в себя микрофоссилии, строматолиты, микрофитолиты, дисковидные отпечатки и текстуры микробиального происхождения [1–3], но широкую известность ему придают цилиндрические минерализованные образования Udokania из бутунской свиты. Впервые на удокании обратил внимание А.М. Лейтес в середине 60-х гг. XX столетия [3]. Различия в минералогическом составе между оторочкой (которая получила название «стенка») и центральной частью («внутренней полостью») послужило основанием для сравнения цилиндрических образований с трубками. «Трубчатое строение», в свою очередь, позволило высказать предположение о принадлежности удоканий к футляровидным кристаллам. Однако А.М. Лейтес отверг эту идею, так как «...стенка и внутренняя полость [удоканий] образованы отличающимися друг от друга достаточно сложными агрегатами различных минералов...» [3: 55]. Изогнутая форма некоторых удоканий, изменчивость формы поперечного сечения, простирание вдоль напластования, а также наличие небольших «выростов стенки», напоминающих септы, позволили А.М. Лейтесу предположить биогенное происхождение удоканий и выделить новый таксон *Udokania problematica*. Удокании были показаны раз-

личным специалистам – палеонтологам и литологам. А.М. Лейтес ссылается на заключения Р.Ф. Геккера, А.В. Копелиовича, В.В. Меннера, Б.С. Соколова и М.С. Швецова об органическом происхождении удоканий. Следует отметить, что Б.С. Соколов усомнился в биогенной природе удоканий, обратив внимание на строгую геометричность этих форм и наличие минеральной (в основном альбитовой) рубашки вокруг призматического ядра [4].

Биогенная природа удоканий считается доказанной результатами изучения, проведенного Т.А. Саютиной и Е.С. Вильмовой, в том числе на материале из новых местонахождений в Забайкалье [5]. В качестве признаков биогенной природы приведены ветвление удоканий, розетковидные и однорядовые скопления, продольная гофрировка, поперечные перегородки, а также признаки деформации при налегании удоканий друг на друга. Т.А. Саютина и Е.С. Вильмова установили новый вид удоканий, *Udokania leitesi*, и сравнили их с кишечнополостными животными табулятами [5]. На основании такого сравнения были даже попытки пересмотреть возраст вмещающих отложений [6]. Однако определения минимального U–Pb возраста удоканской серии составили 1867±3 млн лет (габброиды Чинейского массива) и 1876±4 млн лет (граниты Кодарского комплекса) [7], что ставит удоканий в число древнейших известных животных. Некоторые исследователи считают, что удокании убедительно доказывают существование многоклеточных животных в раннем протерозое [8–11].

Отдельные экземпляры удоканий с определенными оговорками и допущениями можно сравнивать с

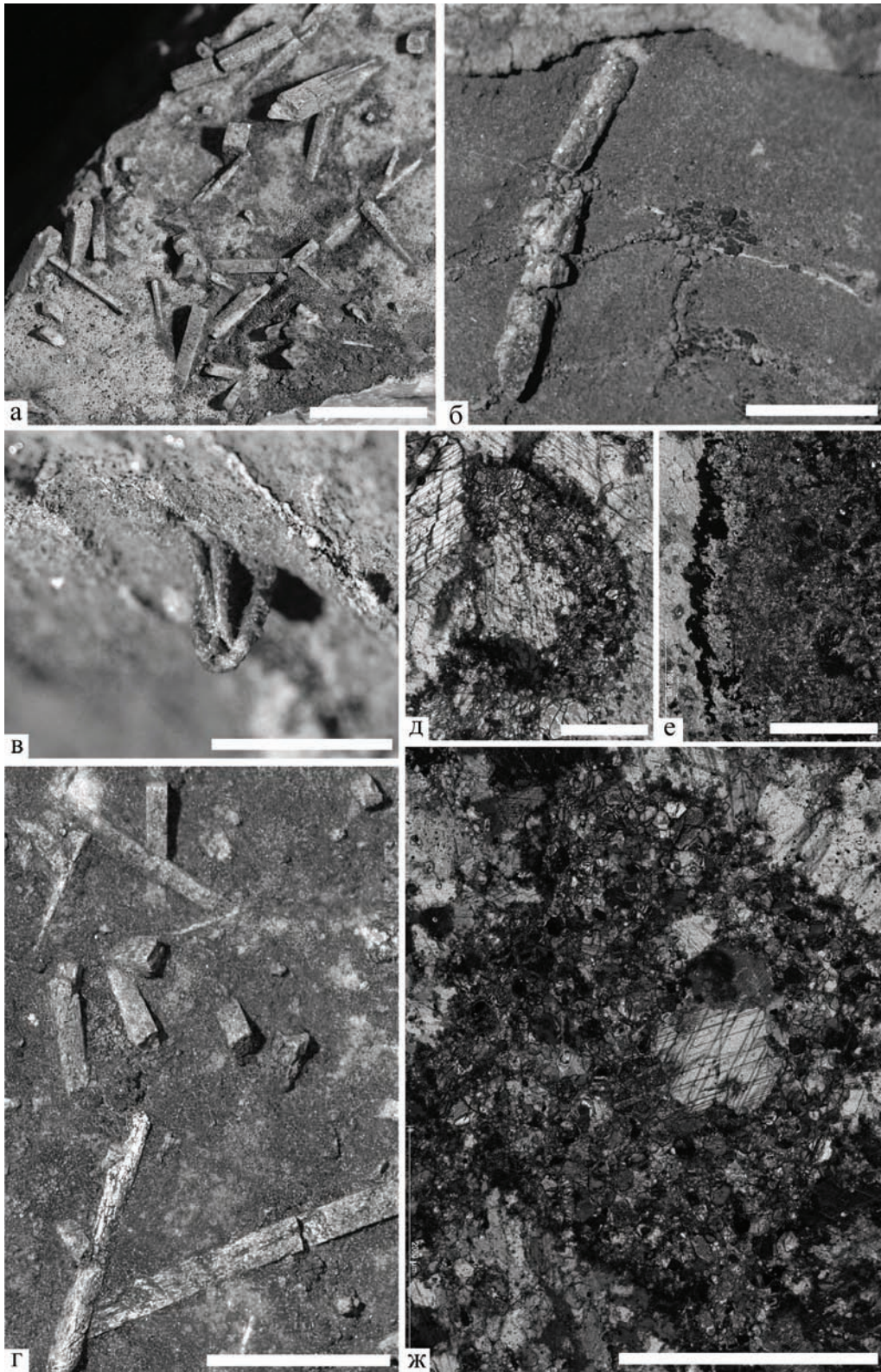


Рис. 1. Особенности морфологии и внутреннего строения метакристаллов удоканий:
a – призматические тетрагональные кристаллы; *б* – расположение удоканий вкрест слоистости; *в* – результат роста кристаллов из одного места вкрест слоистости; *г* – результат прорастания и утыкания кристаллов; *д–жс* – поперечное сечение удоканий в шлифах: *д* – «бухтообразная» форма сечения недоразвитого кристалла; *е* – каемка из метакристаллов ранних генераций, оттесненных в процессе роста удоканий; *жс* – футлярообразный метакристалл.
 Длина масштабной линейки: *a–г* – 10 мм; *д* – 1 000 мкм; *е* – 1 000 мкм; *жс* – 2 000 мкм. Коллекция ИНГГ СО РАН

многоклеточными животными. Вместе с тем анализ всей популяции удоканий (на новом материале, со-

бранном сотрудниками ИНГГ СО РАН) показал, что такие экземпляры являются скорее исключени-

ем. В целом удокании поддаются объяснению, но с позиций представлений о метакристаллах. Как известно, процессы метасоматоза в породах нередко сопровождаются образованием хорошо развитых кристаллов, идиоморфных по отношению к окружающим их кристаллам. Такие кристаллы, возникающие метасоматическим путем в твердой среде и развивающиеся при этом явно выраженные кристаллические ограничения, получили название метакристаллов. Важным и характерным признаком метакристаллов являются часто наблюдаемые в них включения окружающих минералов (матрикса), захваченных в процессе роста. Другим специфическим, но значительно реже встречающимся признаком метакристаллов является футлярообразность. Такие кристаллы могут быть полыми внутри и состоять лишь из периферической кристаллической оболочки. Кроме того, метакристаллы могут располагаться по границам зерен других минералов. Рост метакристаллов может сопровождаться образованием каемки (оторочки). Каемка представляет собой минералы, которые были оттеснены метакристаллом в процессе его роста и скопились на границе с матриксом. В ряде случаев метакристаллы, начавшие расти в отдельных центрах кристаллизации в твердой среде, нередко в дальнейшем прекращают свой рост, не успевая полностью захватить включения окружающих их минералов, что приводит к возникновению недоразвитых или скелетных форм. Образование таких метакристаллов, как известно, обусловлено тем, что в вязкой среде в условиях затрудненной диффузии ионов их рост осуществляется главным образом вследствие неравномерного поступления вещества в основном к ребрам и вершинам. Также среди признаков метакристаллов очень большое значение имеют особенности их пространственного размещения во вмещающих породах. Так, циркуляция растворов, производящих замещение по тончайшим, большей частью невидимым трещинкам, и расположение вдоль них зародышей, от которых начинается рост метакристаллов, приводит нередко к цепочечному расположению метакристаллов либо образованию скоплений, в свою очередь состоящих из групп разноразмерных индивидов [12, 13].

На принадлежность удоканий к метакристаллам указывают такие признаки, как четкие кристаллические очертания в виде удлиненных (шестоватых) тетрагональных призм, иногда разных генераций (рис. 1, а), наблюдаемые на экземплярах из различных местонахождений. На некоторых образцах присутствуют друг сквозь друга и прилегающие вплоты удокании (рис. 1, а, з), отсутствует закономерная ориентировка во вмещающей породе, нередко экземпляры располагаются вкрест слоистости (рис. 1, б). Внутри удоканий и в оторочке часто присутствуют включения минералов матрикса (рис. 1, ж), что характерно для метакристаллов. Изменчивость формы поперечного сечения удоканий (рис. 1, д, ж)

может быть вызвана нарушениями идеальных условий роста метакристаллов, обусловленными различной концентрацией минерального вещества, тектоническими подвижками или различного рода деформациями. Трубочатое строение удоканий (рис. 1, ж) есть ни что иное, как футлярообразность метакристаллов. Наличие оторочки вокруг удоканий (рис. 1, е) может свидетельствовать об оттеснении во время роста кристалла ранее образовавшихся зерен других минералов (например, сульфидов) и последующем их скоплении на границе кристалла и вмещающей породы.

С позиций представлений о метакристаллах можно объяснить все признаки, которые обычно приводятся в качестве аргументов в пользу биогенной природы удоканий. Кустистое расположение (рис. 1, в) удоканий может быть связано с ростом метакристаллов в условиях неравномерной концентрации минерального вещества в породе в местах с наибольшей концентрацией кристаллообразующих элементов. «Ветвящиеся» удокании можно объяснить как деформированные и недоразвившиеся утыкающиеся или прорастающие кристаллы. «Однорядовые скопления» связаны с циркуляцией растворов, производящих замещение по тончайшим, большей частью невидимым трещинкам, и расположенным вдоль них зародышей, от которых начинается рост метакристаллов. Продольная гофрировка в кристаллах часто возникает в процессе их роста и, возможно, является спаянностью. Поперечные перегородки есть ни что иное, как трещины в кристаллах, возникшие в результате различных деформаций, тектонических процессов или процессов усадки породы.

Исследования проведены в Лаборатории палеонтологии и стратиграфии докембрия и кембрия ИНГГ СО РАН (руководитель – Д.В. Гражданкина) по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 24.3 «Эволюционные и геологические аспекты палеобиологии докембрия Сибири»). Материал предоставлен А.А. Терлеевым.

Литература

1. Келлер Б.М., Дольник Т.А., Вельков М.М. *Vutunia enigmatica* – загадочный отпечаток из удоканской серии Восточной Сибири // Доклады Академии Наук. 1982. Т. 267. С. 1187–1188.
2. Синица С.М., Вильмова Е.С., Туранова Т.К. Протерозойские экосистемы удоканского комплекса // Удокан: геология, рудогенез, условия освоения. Новосибирск: Наука, 2003. С. 26–42.
3. Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны // Труды Геологического института. 1965. Вып. 122. С. 51–58.
4. Соколов Б.С. Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж // Палеонтологический журнал. 1976. № 1. С. 3–18.
5. Саютина Т.А., Вильмова Е.С. Проблематичные ископаемые *Udokania leites* из протерозойских отложений Забайкалья // Палеонтологический журнал. 1990. № 3. С. 100–104.

6. *Burmistrov V.V.* Complex organisms from the Udokan Complex of Eastern Siberia with implications for its age // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1993. Vol. 104. P. 3–12.
7. *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады Академии Наук. 2009. Т. 424. С. 517–521.
8. *Розанов А.Ю.* Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // *Современные проблемы геологии. Труды ГИН / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской.* М.: Наука, 2004. Вып. 565. С. 448–462.
9. *Розанов А.Ю.* От кембрия и до сотворения мира // *Наука из первых рук*. 2005. № 1 (4). С. 7–16.
10. *Розанов А.Ю.* Условия жизни на ранней Земле после 4 млрд лет назад // *Проблемы происхождения жизни: Сб. науч. ст.* М.: ПИН РАН, 2009. С. 185–198.
11. *Жабин А.Г.* Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов // 12. *Генезис минеральных индивидов и агрегатов (Онтогенез минералов) / Отв. ред. Д.П. Григорьев.* М.: Наука, 1966. С. 34–50.
13. *Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.* Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 193–221.

THE SKELETON ACQUISITION BY ANIMALS FOR THE FIRST TIME ON THE EARTH AS A RESULT OF THE COMBINATION OF NUMEROUS FACTORS AND EVENTS

P.N. Kolosov

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

The appearance in the Early Cambrian of more than 500 genera of marine invertebrates, of which most phyla and classes exist today, is the earliest example of biodiversity on Earth. As currently known, the Cambrian explosion in animal forms occurred in the eastern Siberian platform earlier than elsewhere in the world, which was related to their acquisition of a skeleton. What were the reasons for the formation of a skeleton in invertebrates? Mass acquisition of a skeleton or a shell by animals and, hence, their explosive evolution in the Early Cambrian in the eastern Siberian platform resulted from a combination of successive geological and biological factors and events in the Neoproterozoic-Early Cambrian. These are as follows:

1. According to the paleomagnetic data of P. Hoffman and other authors, in the second part of the Proterozoic and in the Cambrian, the Siberian platform was a separate continent located in the near-equatorial zone. The climate was warm, close to tropical, and the temperature of the water in the epicontinental sea basins ranged from +28 to +32°C. These were favorable conditions for the evolution of life.

2. The specific tectonics of the Siberian platform: the presence of the Aldan and Anabar anteklises with a NS-striking elongate uplifted zone between them. The warm shallow-water environment on the slopes of these and smaller positive structures was suitable for the growth of cyanobacteria and algae. In addition, the mentioned uplifted zone is cut by NS-trending deep faults through which primordial solutions penetrated into the seawater. Subsequently (in the Early Cambrian) the earliest reef ecosystem («an island of intense vital activities» after F.J. Pettijohn) originated in this zone.

3. Manifestations in the Neoproterozoic-Early Cambrian of rift and volcanic processes, including volcanism

of basic (potassium) composition (from B.R. Shpount). Supply into the aquatic environment, along with potassium, of large volumes of carbon dioxide, calcium, phosphorus, magnesium, iron, sodium, nitrogen and other biogenic elements from depth was a further factor. The iron present in the water accelerated the process of photosynthesis, which led to increased biomass of algal communities.

4. The above-mentioned environmental conditions were quite favorable for the thriving of rock-forming microorganisms for over a billion years on the Siberian platform. In the Mesoproterozoic (1.6–1.0 Ga) these were mainly cyanobacteria, and in the Tonian and Cryogenian (1.0–0.65 Ga) of the Neoproterozoic – chiefly benthic calcareous red algae (rhodophytes) of the genera *Dzhelindia* Kolosov, 1970, *Chaptchaica* Kolosov, 1970, etc. The mentioned Meso- and Neoproterozoic aquatic microorganisms produced large volumes of oxygen, organic matter, and photosynthetically fixed calcium carbonate and phosphate buried within thick (a few hundreds of meters) strata; they performed environment-controlling and rock-forming functions within the ecosystems of epicontinental basins. Along with carbon dioxide and water, involved in the photosynthetic process were biogenic elements such as nitrogen, phosphorus, potassium, magnesium, calcium and iron. Cyanobacteria and algae concentrated them in cells, colonies, and thalli.

5. Due to a rather long period of thriving of cyanobacteria and algae in the Precambrian, the amount of CO₂ in the atmosphere and hydrosphere decreased. This caused a fall in temperature at the Neoproterozoic-Ediacaran boundary, which was followed by marine regression and mass mortality of cyanobacteria inhabiting warm water bodies in the littoral zone. By analogy with their recent counterparts, after a considerable decrease in the number

of cyanobacteria in the Late Ediacaran and Cambrian one may assume an increasing role of: 1) bacteria that purified the water environment, fixed nitrogen (animals can assimilate nitrogen only in a fixed state), and, as opposed to cyanobacteria that reigned earlier, served as food for originating animals; 2) highly productive benthic red algae of the genera *Floribundaphyton* Kolosov, 1975, *Epiphyton* Bornemann, 1886 etc. that enriched the seafloor with oxygen. After the dead bodies of cyanobacteria fell to the seafloor to decay there, biogenic elements were mostly preserved in shallow-water seas due to reducers (bacteria), and continued to participate in biochemical cycling. As a result of the reduced activity of cyanobacteria, the waters of the Late Ediacaran-Early Cambrian epicontinental basins became even more numerous inhabited by benthic red algae (which survived the drop in temperature because they lived at a greater depth on the shelf than cyanobacteria) and bacteria, including iron bacteria; they also became more transparent, not oversaturated with organic matter and, hence, more oxygen-rich. The sunlight penetrated deep into the water. The enrichment of the bottom of sea basins within the Siberian platform in oxygen was favored, along with benthic algae, by the above-mentioned falls in temperature, which caused cooling of the water and origination of currents (as evidenced by oncolites present at many stratigraphic levels of the Upper Ediacaran and Early Cambrian). As a result of all the mentioned changes, a significant part of the bottom of sea basins became a photic zone. Opportunities for the origin of life in different forms were ample.

6. In the Late Ediacaran, a significant marine transgression (with cold seawater due to the fall in temperature) over the Precambrian, mainly organogenic (cyanobacterial and algal) limestones and dolomites began. The waters rich in free carbon dioxide (due to the mass extinction of cyanobacteria it was but little consumed) and organic matter got in contact with the mentioned cyanobacterial and algal carbonate rocks (e.g. thick algal limestones outlined as the Chenchin Formation), dissolved them, and saturated with photosynthetically fixed calcium carbonate and phosphate, which were good material for the formation of a cover in calcareous algae and of a skeleton in animals.

7. As a result of transgression, the slopes of paleo-uplifts were covered with water. At the same time, epicontinental conditions continued to exist (as evidenced by abundant stromatolite rocks), which led to the formation of various ecological niches and potential biotopes.

8. The existence of soft-bodied metazoa in the cold-water zone of an open sea basin; the presence among them, in the late Ediacaran-early Cambrian in the north-

eastern Siberian platform, of microscopic and small (e.g. *Kursovia* Kolosov et Rudavskaya, 1984) evolutionary advanced, possibly genetically flexible, animals with an organic cover waiting for «a better time» to form a skeleton.

9. A symbiosis between algae and animals is well known from many ecosystems. Algae supply animals with oxygen and consume the carbon dioxide they exhale. In the Early Cambrian, the smallest unicellular rhodophytes could settle down on animals with an organic cover, and physiologically (through the process of photosynthesis) alkalize the environment causing CaCO_3 precipitation. In 1996, Yu.T. Dyakov, Professor at Moscow University, demonstrated that recent symbiotic red algae, when settled on the surface of a host, inject their nuclei into the host's cells, thus displacing its own ones. Being both exosymbiotes and endosymbiotes of animals with an organic cover, they are likely to have promoted, through complex biochemical transformations in cells and optional heterotrophic metabolism, the biomineralization of the organic covers of metazoa. As a result, a great number of Early Cambrian skeletal animals came into being (mollusks, brachiopods, sponges, archaeocyaths etc.).

Let's note one more possible way of using calcium carbonate by animals to form a skeleton. In the Early Cambrian, in the eastern Siberian platform, in a shallow-water sea basin, under the geochemical effect of organic compounds, in the water and in bottom precipitates, a rather dynamic calcium-carbonate equilibrium could change in such a way that here migration of photosynthetically fixed calcium carbonate from water into a precipitate and vice versa occurred reaching neither complete precipitation nor complete dissolution. This calcium carbonate could be intensely used in the Early Cambrian by algae (e.g. genera *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Subtifloria* etc.) as well as by archaeocyaths and other animals to form a cover and a skeleton, respectively. As a result of the rapid reproduction of these organisms, the Earth's earliest reef ecosystem originated in the aforementioned zone. Subsequently it played an important role both in the formation of basins with different environmental conditions and in the evolution of life.

With the formation of a calcareous cover in algae and a skeleton or a shell in animals they became protected from the effects of unfavorable factors (e.g. excess oxygen, being eaten by other organisms, destruction, cold, undesirable chemical elements). As a consequence, their rapid morphological evolution began, which in the Early Cambrian in the Siberian platform led to the earliest known explosion in biodiversity on Earth.

БИОГЕННЫЕ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ В СТРОМАТОЛИТАХ

Т.В. Литвинова

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Предполагается, что структура строматолитов, представленная обычно чередованием слоев разной окраски и микроструктуры, сформировалась в результате попеременного образования органических и минеральных слоев. Остается непонятным, с чем связано возникновение столь разнообразных по морфологии и структурам типов строматолитов, каждый из которых приурочен к определенному возрастному интервалу. Некоторую ясность в этот вопрос можно внести путем изучения биогенных ультрамикроструктур данных пород с помощью сканирующего микроскопа, что дает возможность не только выявить морфологию частиц, принимавших участие в построении строматолитов, но и определить их химический состав. В настоящее время это практически единственный способ извлечь какие-либо новые данные по строматолитам для изучения вопросов их генезиса и уточнения классификации на основе качественно иных методов.

Для работы был использован материал, собранный нами в С. Прианабарье, в разрезе безымянного ручья р. Фомич, в 12 км выше устья руч. Широкий. Здесь обнажаются породы нижнекотуйканской подсвиты (R_1), сложенные красноцветными доломитами и известняками с биогермами строматолитов мощностью до 200–250 м. Их протяженность около 3 км. Они включают пластовые, желваковые и столбчатые строматолиты, которые представлены преимущественно колоннеллами, значительно реже – конофитонами.

Нами были изучены строматолиты трех видов *Colonnella*: *C. laminata* Komar, 1966 *C. kyllachii* Shapovalova, 1968, новый, ранее неописанный вид *C. fomich*, а также неветвящиеся столбчатые строматолиты группы *Conophyton cylindricus* Maslov, 1939 и пластовые строматолиты группы *Irregularia* Koroliur, 1960. Во всех рассмотренных образцах, несмотря на однообразие вещественного состава пород, выделяются элементы, обеспечивающие их слоистость.

С помощью бинокулярной лупы видно, что *C. laminata* характеризуется ленточной микроструктурой (рис. 1, а). Изучение ее с помощью электронного микроскопа показало, что слоистость возникает в результате скопления тесно сгруппированных вытянутых частиц (рис. 1, б). При большем увеличении видно, что они представляют собой нитевидные образования, сложенные карбонатом с повышенным содержанием магния. Отдельные нити встречаются и в минеральном слое (рис. 1, в), при этом состав частиц существенно отличается от вмещающих их известняков: в них могут появляться С, Na, K, Si, Cl, Al, Ti, возрастает количество Mg. Нестабильность состава

нитевидных частиц связана с разной степенью их сохранности [1] или вызвана более сложными вторичными процессами: количества углерода, кальция и хлора могут уменьшаться или полностью исчезать, а содержание кремния и железа в частицах при этом резко возрастает. Интересно отметить, что именно в минеральном слое единичные нитевидные бактерии хорошо сохраняют свою структуру и состав: отдельные бактерии были замурованы в слое при попытке выбраться на поверхность выпадающего осадка для возрождения бактериальной колонии. Органический слой представлял в прошлом (рис. 1, г) сообщество преимущественно нитевидных бактерий, объединенных слизистой оболочкой [2], в процессе литификации осадка и последующих вторичных изменений возникла ленточная микроструктура.

C. kyllachii характеризуются сгустковой микроструктурой (рис. 1, з). С помощью электронного микроскопа видно, что органический слой включает не соприкасающиеся друг с другом частицы (рис. 1, д). Их форма, строение и химический состав существенно отличаются от нитевидных образований *C. laminata*. Среди них выделяются вытянутые в длину и овальные частицы, а также образования, имеющие сложную конфигурацию (рис. 1, е, з). Все они сложены преимущественно доломитом, иногда – кремнеземом и погружены в карбонатную породу (известняк) без каких-либо примесей. Обычно эти образования покрыты еще более мелкими (0,1 мкм) светлыми частичками (рис. 1, ж), которые могут представлять собой беспорядочную «сыпь» либо быть вытянутыми в ряд параллельных цепочек, иногда изогнутых дугой. Эти мельчайшие образования имеют довольно сложный химический состав. Для одних из них характерны присутствие хлора, высокие содержания углерода, натрия, калия, алюминия, редких земель. Во вторых хлор отсутствует, но появляется фтор, количество углерода заметно уменьшается, однако возрастает содержание лантана и церия, появляется неодим [1]. Наночастицы одного состава создают свою цепочку на поверхности более крупных образований, иногда наблюдаются области чередования цепочек разного состава. Каждое из разнообразных по форме образований, покрытое еще более мелкими наночастицами, представляло собой в прошлом сложную бактериальную колонию. В результате жизнедеятельности таких изолированных колоний и последующего их погребения в карбонатном осадке возникла сгустковая микроструктура, наблюдаемая нами ныне с помощью бинокулярной лупы.

Colonnella fomich характеризуется вертикальными параллельными столбиками правильной субцилин-

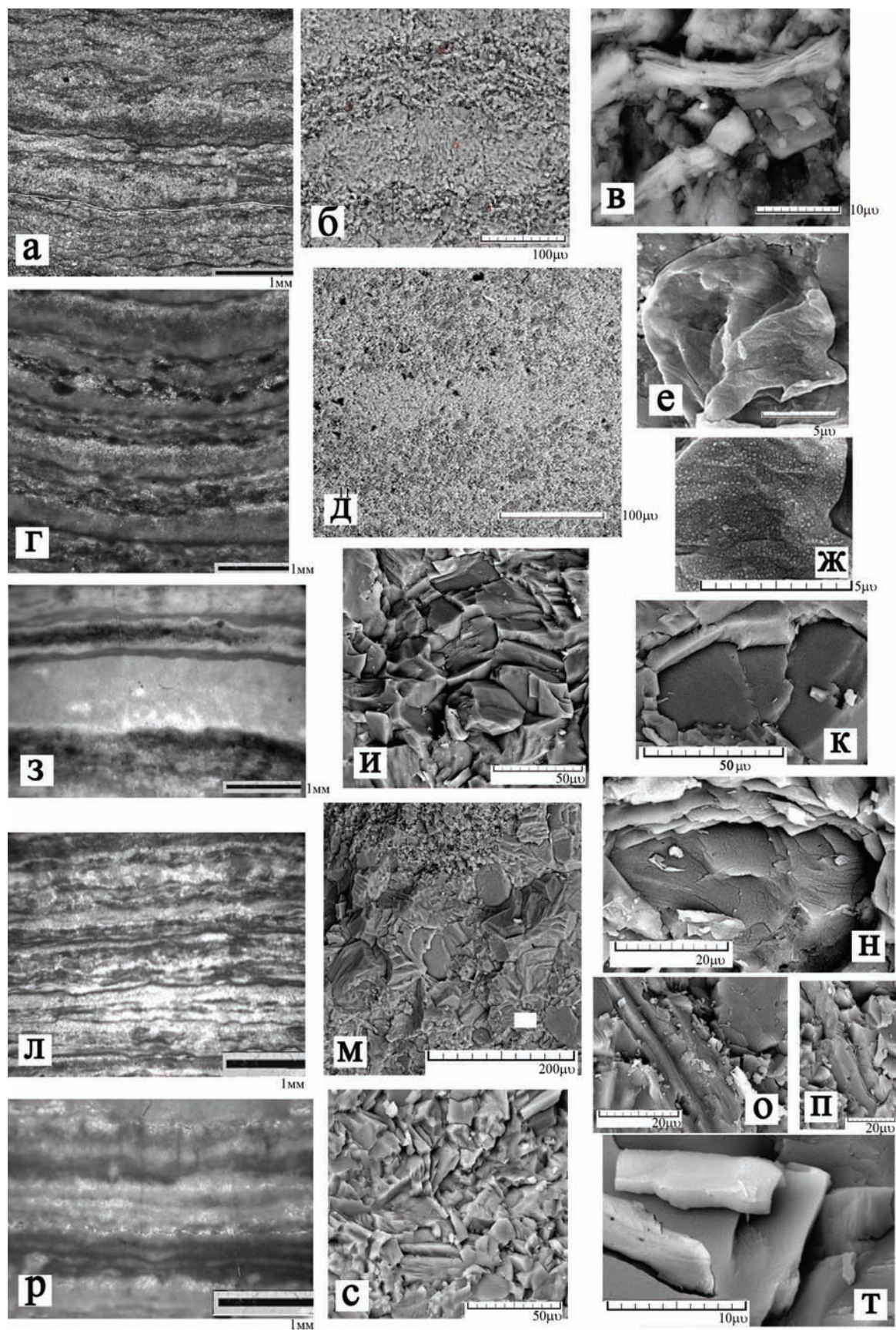


Рис. 1. Типы микроструктур строматолитов

дрической формы с округло-овальным поперечным сечением, диаметр от 40 до 60 см, высота до 3 м.

Столбы четко отделены друг от друга. Пространство между ними заполнено пелитоморфным свет-

лым карбонатом. Строматолитовые слои образуют слабовыпуклые округлые арки. *C. fomich* имеет неравномерно-ленточную микроструктуру (рис. 1, з). Мощность темных слоев значительно меньше 0,3–3 мм, они невыдержанны, могут сближаться и прерываться. Светлые слои в несколько раз толще темных, их толщина составляет 3–4 мм. Наибольшее сходство имеет с *Colonnella laminata*, отличается от нее формой арки, прерывистой краевой частью и частой сближенностью темных слоев, для которых характерно присутствие элементов волнистости. С помощью электронного микроскопа видно, что органогенный слой сложен округлыми однотипными частицами с повышенным содержанием углерода, часто «упакованными» в тонкостенные ячейки (рис. 1, и). По-видимому, в этом случае бактериальная колония напоминала собой улей, в котором каждая из бактерий «копала» для себя «норку», где и происходило их деление (рис. 1, к). Ряды ячеек создают неравномерно-ленточную структуру, формируя элементы волнистости микрослоев и их сближенности за счет скопления нескольких рядов.

Conophyton cylindricus Maslov, 1939 имеет ленточно-полосчатую микроструктуру (рис. 1, л). Светлые и темные слои относительно выдержаны по мощности в пределах одного слоя, но их толщина может изменяться в пределах шлифа. В осевой части темные слои иногда резко увеличиваются в толщине, распадаясь на несколько округлых неправильных сгустков. С помощью электронного микроскопа видно, что органогенный слой сложен относительно крупными (40–60 мкм) округлыми частицами (рис. 1, м), характеризующимися повышенным содержанием углерода. Большинство из них представляют собой овальные образования, окруженные одной или несколькими оболочками (рис. 1, н). Промежутки между ними заполняют образования вытянутой формы (рис. 1, о, п), размер которых не превышает 12×50 мкм, чаще 6×10–15 мкм. Тесное расположение частиц в органогенном слое формирует ленточную микроструктуру, а форма округлых образований нарушает линейность слоя и создает неправильные сгустки или «кучевые» облака [3], однако общая полосчатость сохраняется.

Пластовые строматолиты группы *Irregularia* представляют собой постройки с наследственным нарастанием слоев. Микроструктура слоев ленточно-пятнисто-бахромистая (рис. 1, р), причем темные микрослои часто имеют неровную (бахромчатую) нижнюю границу и пятнисто-комковатое строение, их толщина изменяется от 0,1 до 0,5 мм. Светлые слои в основном перекристаллизованы, их мощность составляет 0,5–0,7 мм. Под электронным микроскопом видно, что органогенный слой в пластовых строматолитах *Irregularia* сложен преимущественно вытянутыми палочковидными образованиями (рис. 1, с) размером от 6 до 25 мкм в длину, в разы превышающей ширину (0,2–8 мкм). Они характеризуются повышенным содержанием углерода, неровными краями вдоль

поперечной части и отсутствием внутренней структуры. Встречаются и округлые частицы, но их количество значительно меньше. Не исключено, что часть из них, судя по величине диаметра, может являться поперечным срезом тех же вытянутых образований. Палочковидные частицы беспорядочно разбросаны в пределах слоя (рис. 1, м) что отличает ультрамикроструктуру пластового строматолита группы *Irregularia* от изученных ранее образований *C. laminate*, в которой частицы ориентированы параллельно друг другу и в одном направлении, имеют нитевидное строение и меньший размер. Такое беспорядочно-групповое нагромождение палочковидных образований и формирует ленточно-пятнистую микроструктуру, а неровные края трубочек создают так называемую бахрому, которая фиксируется исследователями при изучении микроструктуры с помощью бинокля.

Таким образом, возникновение в каждой из изученных нами форм той или иной микроструктуры, наблюдаемой при помощи биноклярной лупы, хорошо согласуется со строением органогенного слоя и зависит от сообщества организмов – строматолитостроителей. Морфология частиц указывает на то, что цианобактериальное сообщество могло включать различные организмы, приспособляющиеся к изменчивым внешним условиям. Их взаимодействие и обеспечивало устойчивость всей экосистемы на протяжении длительного периода времени [4], а индивидуальность каждого биоценоза создала достаточно изменчивую структуру строматолитов в пределах относительно выдержанной текстуры. Процесс роста строматолитовых построек осуществлялся следующим образом. Цианобактериальная колония создавала на поверхности слоя тонкую биопленку из тесно переплетающихся бактерий и водорослей, каждая из которых, как показало лабораторное моделирование [3], была покрыта слизистым чехлом. Сообщество цианобактерий способствовало образованию и транспортировке биогенных карбонатов [5]. При поступлении осадка большая часть колонии погибала, остальным удавалось выбраться на поверхность и образовать новую колонию, процветающую до следующего интенсивного поступления минерального осадка. В результате изъятия организмами углекислого газа происходило увеличение рН среды, ускоряя тем самым выпадение осадка.

Литература

1. Литвинова Т.В. Новые данные по строению и составу строматолитовых построек (С. Прианбарье) // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 4.
2. Зайцева Л.В. Минерализация в бактериальном мате (лабораторное моделирование) // Биокостные взаимодействия: жизнь и камень: Материалы III Международ. симп. 26–29 июня. СПб.: СПбГУ, 2007. С. 80–82.
3. Серебряков С.Н. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 175 с.

МАКРОЭВОЛЮЦИОННЫЕ СДВИГИ В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ МАКРОВОДОРОСЛЕВОЙ БИОТЫ ВЕНДА

В.В. Марусин

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Ископаемые макроводорослевые биоты в протерозое сохраняются в виде комплексов уплощенных органостенных макроостатков. Наиболее древние уплощенные органостенные макроостатки, представленные спирально-свернутыми *Gyroparia*, известны из отложений палеопротерозойского возраста Канады [10]. В мезопротерозойское время макроводорослевые биоты становятся несколько более разнообразными, однако максимальное таксономическое разнообразие уплощенные органостенные макроостатки получают только в позднем неопротерозое. Основные местонахождения уплощенных органостенных макроостатков неопротерозойского возраста известны в северо-западной Канаде (серия Little Dal) [11], Китае (свита Doushantuo) [14], в Подольском Приднестровье (каниловская серия) [1], Юго-Восточном Беломорье (лямицкая и верховская свиты валдайской серии) [2] и на севере центральной Сибири (хатыспытская свита хорбусуонской серии) [9]. Наиболее изученным является местонахождение органостенных макроостатков в Китае, где описано большинство таксонов макрофитов, получивших название «ископаемая биота миаохенского типа». Появление разнообразных (по количеству таксонов и массовости захоронений) комплексов в самых верхних слоях свиты Doushantuo возрастом $551,1 \pm 0,7$ млн лет [6] в настоящее время рассматривается как важное событие в истории протерозойской биосферы [14].

В 2007 г. на западном склоне Среднего Урала в среднем течении р. Усьвы (правый приток р. Чусовой) в толще темно-серых тонкослоистых алевролитов и аргиллитов перевалокской свиты, слагающей нижнюю часть сыльвицкой серии восточного складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы, был обнаружен богатый комплекс уплощенных органостенных макроостатков, который позволяет внести существенные коррективы в современные представления о времени появления и особенностях эволюции макроводорослевой биоты венда. Комплекс остатков из перевалокской свиты Среднего Урала имеет возраст древнее 557 ± 13 млн лет (U–Pb возраст цирконов из вулканических туфов перекрывающей чернокаменной свиты). В свою очередь, верхняя часть перевалокской свиты коррелируется с нижней частью верховской свиты валдайской серии (Юго-Восточное Беломорье), имеющей возраст 558 ± 1 млн лет, по-

лученный U–Pb методом по цирконам из прослоев туфов [2]. Комплекс органостенных макроостатков перевалокской свиты позволяет расширить временной диапазон существования ископаемой биоты миаохенского типа и характеризует собой наиболее ранний этап ее становления.

Обстановки осадконакопления перевалокской свиты реконструируются как подводные илистые равнины с низкоэнергетической гидродинамикой среды, в которые периодически проникали мутьевые струи [3]. Ископаемые остатки, по всей видимости сложенные углефицированным органическим веществом, в большинстве сохранились в толще отложенных мутьевых струй (аллохтонное захоронение), и в редких случаях – на поверхностях напластования тонкослоистых алевролитов и аргиллитов.

Обращает на себя внимание морфологическое сходство некоторых представителей уплощенных органостенных макроостатков из перевалокской свиты и органостенных микрофоссилий протерозойского возраста. Например, уплощенные спирально свернутые формы *Gyroparia spiralis* (рис. 1, Г) являются увеличенной в размерах репликой протерозойских плоскоспиральных микрофоссилий *Glomovertella sp.* (рис. 1, В), которые интерпретируются различными исследователями как остатки бактериального трихома [5]. В качестве другого примера можно привести уплощенные булавовидные макроостатки *Longfengshania spheria* (рис. 1, Б), похожие по плану строения на протерозойские булавовидные микрофоссилии *Caudosphaera expansa* (рис. 1, А), которые в настоящее время интерпретируются как спорангии грибоподобных организмов. На материале из перевалокской свиты удалось показать, что «ножка» *Longfengshania*, как и у *Caudosphaera* [4], состоит из пучка нитей. Далее широко распространенные в верхневендских отложениях Восточно-Европейской платформы уплощенные сферические оболочки *Beltanelloides sorichevae*, достигающие 50 мм в диаметре, можно сравнивать с мелкими уплощенными сферическими формами *Chuararia circularis* [12]. Уплощенные лентовидные остатки с боковым полусферическим менее плотным выростом из перевалокской свиты (рис. 1, Е) напоминают увеличенные реплики позднепротерозойских микрофоссилий *Vanavarataenia insolata* (рис. 1, Д), которые интерпретируются как спорангии грибоподобных организмов. Наконец,

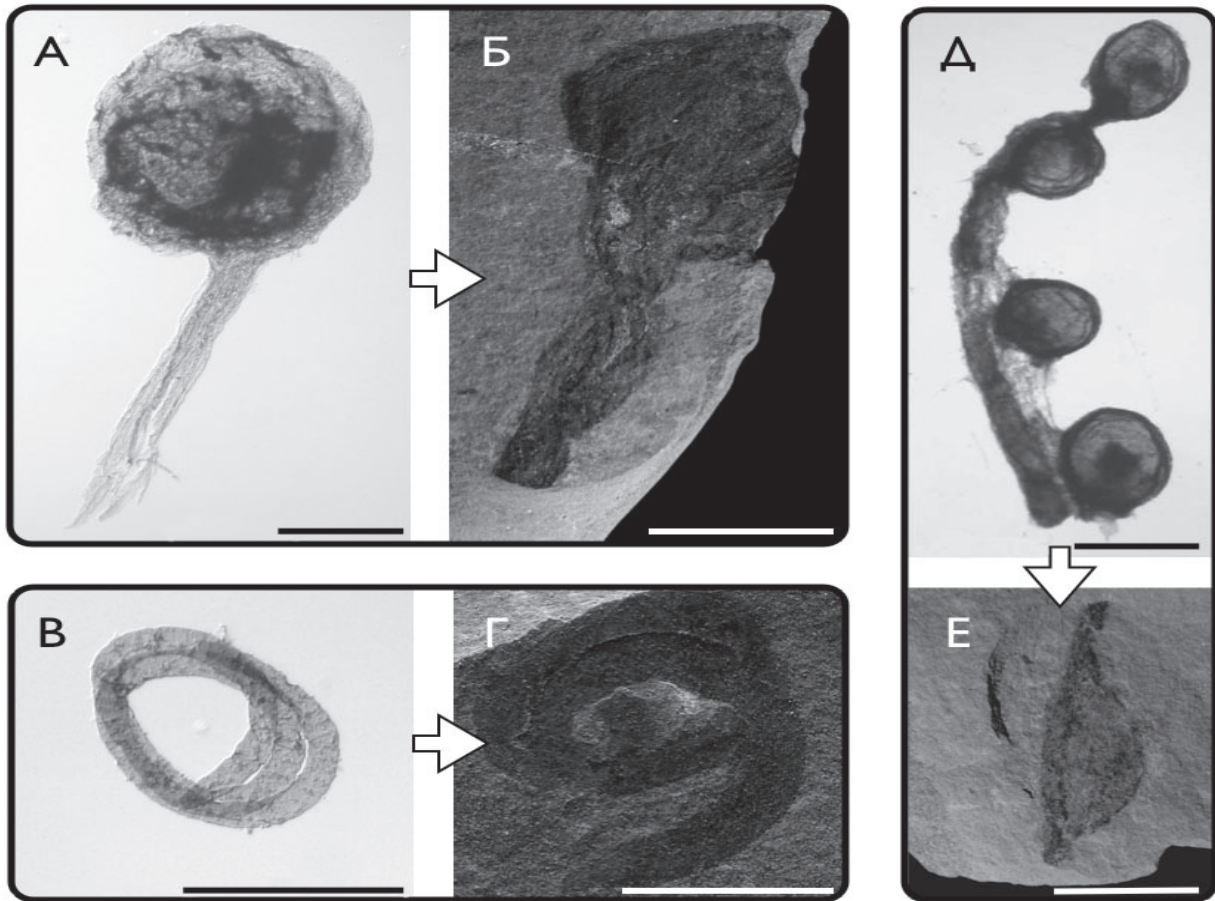


Рис. 1. Сходство позднепротерозойских микрофоссилий и некоторых органостенных макроостатков из перевалокской свиты венда: *A* – *Caudosphaera expansa*, представитель мезопротерозойских микрофоссилий, лахандинская серия, Юго-Восточная Сибирь; *Б* – уплощенная булавовидная форма *Longfengshania spheria*, перевалокская свита, западный склон Среднего Урала; *В* – *Glomovertella* sp., представитель спирально свернутых микрофоссилий, камовская серия, Южная Сибирь; *Г* – уплощенная спирально-плоскостная форма *Grypania spiralis*, перевалокская свита; *Д* – *Vanavarataenia insolata*, представитель микрофоссилий, ванаварская свита, Южная Сибирь; *Е* – уплощенная лентовидная форма с боковым выростом, перевалокская свита.
Длина масштабной линейки: *A* – 200 мкм; *Б, Г, Е* – 10 мм; *В* – 50 мкм; *Д* – 500 мкм

нитевидные и лентовидные остатки с продольными структурами на поверхности, которые относятся к группе вендотений, похожи на увеличенные трихомы бактерий *Thioploca* [13].

Сходство с микрофоссилиями показывает, что наблюдаемое в верхнем венде «взрывообразное» увеличение размеров уплощенных органостенных макроостатков лишь частично сопровождалось усложнением морфологического плана строения. В ряде случаев, например для *Grypania*, *Longfengshania*, *Beltanelloides*, лентовидных остатков с боковым выростом и вендотений, можно предполагать простое изоморфное увеличение размеров микроорганизмов. При такой интерпретации плоскостные *Grypania* можно интерпретировать как гигантские многоклеточные трихомы бактерий, булавовидные *Longfengshania* и лентовидные остатки с боковым выростом – как гигантские спорангии талломных грибоподобных организмов, прямые лентовидные остатки с продольной структурой – как гигантские трихомы бактерий. Следует отметить, что в позднем венде также отмечается увеличение размеров микробных колоний, макроскопические остатки

которых часто принимают за остатки медуз и органов прикрепления многоклеточных организмов.

Все остатки комплекса перевалокской свиты могут быть отнесены к четырем группам. Группа **талломных грибоподобных организмов** представлена уплощенными булавовидными остатками *Longfengshania spheria*. Группа **макроводорослей** объединяет несколько морфологически разновидностей: уплощенные трубчатые формы с поперечной складчатостью *Protoarenicola baiguashanensis* (возможным современным аналогом которых могут служить цианобактерии *Valonia* и *Boergesenia* [7]); уплощенное слоевище с лопастевидным краем (возможный современный аналог – зеленые водоросли *Ulva*); лентовидные остатки чехлов *Mezenia kossovoyi*; спирально свернутые пучки нитей *Liulingjitaenia alloplecta*. Группа **многоклеточных трихомов бактерий** представлена уплощенными спирально-скрученными формами *Grypania spiralis*. Группа **микробных колоний** объединяет эллиптические остатки *Tawuia dalensis* и уплощенные дисковидные остатки *Cyclomedusa davidi* [8].

В настоящее время считается, что миаохонская ископаемая биота характеризует «взрывообразное» увеличение разнообразия макроводорослей, однако обнаруженный в перевалокской свите комплекс уплотненных органостенных макроостатков указывает на более раннее появление некоторых морфологических типов макрофитов. Так, в перевалокской свите обнаружены уплотненные остатки чехлов *Mezenia*, спирально свернутые пучки нитей *Liulingjitaenia*, уплотненное слоевище с лопастевидным краем, лентовидный остаток с боковым выростом, уплотненная спирально-винтовая лента, пузыревидные скопления. Следовательно, в процессе становления макроводорослевой биоты можно выделить три составляющие:

а) появление новых, ранее неизвестных форм макроводорослей (*Mezenia*, *Liulingjitaenia*);

б) изометричное увеличение размеров микроорганизмов без усложнения их плана строения, что могло привести к появлению таких макроводорослей, как *Longfengshania*, *Grypania*, уплотненный широкий лентовидный остаток с четкой продольной структурой;

в) увеличение размеров микробных колоний без усложнения организации могло привести к появлению *Tawuia*, *Beltanelloides* и *Cyclomedusa*.

Таким образом, все эти направления, безусловно, говорят о каком-то событии, которое произошло на рубеже раннего и позднего венда и которое, с одной стороны, сопровождалось изменениями (или возможно, стало причиной изменений) условий существования некоторых групп микроорганизмов, в результате чего у них началось внезапное увеличение размеров, а с другой – также дало возможность появления новых морфологических планов строения.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-05-00279 и 10-05-00953).

Литература

1. Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. С. 143.
2. Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. Миаохонская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 417, № 1. С. 73–78.
3. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сывицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 5. С. 1–20.
4. Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Кочнев Б.Б. *Ediacaria* в сибирском гипостратотипе рифея // Доклады Академии Наук. 2008. Т. 419, № 6. С. 794–798.
5. Butterfield N.J. Modes of pre-Ediacaran multicellularity // Precambrian Research. 2009. Vol. 173. P. 201–211.
6. Condon D., Zhu M. et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. Vol. 308. P. 95–98.
7. Dong L., Xiao S., Shen B. et al. Restudy of the worm-like carbonaceous compression fossils *Protoarenicola*, *Pararenicola*, and *Sinosabellidites* from early Neoproterozoic successions in North China // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. Vol. 258. P. 138–161.
8. Grahdankin D., Gerdes G. Ediacaran microbial colonies // Lethaia. 2007. Vol. 40. P. 201–210.
9. Lethaia D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // Geology. 2008. Vol. 36, № 10. P. 803–806.
10. Han T.M., Runnegar B. Megascopic Eukaryotic Algae from the 2.1-Billion-Year-Old Negaunee Iron-Formation, Michigan // Science, New Series. 1992. Vol. 257, № 5067. P. 232–235.
11. Hofmann H.J. The mid-Proterozoic Little Dal macrobiota, Mackenzie Mountains, north-west Canada // Palaeontology. 1985. Vol. 28. Pt. 2. P. 331–354, pl. 35–39.
12. Hofmann H.J. Proterozoic carbonaceous compressions («metaphytes» and «worms») // Early Life on Earth. Nobel Symposium. N.Y.: Columbia U.P., 1994. № 84. P. 342–357.
13. Vidal G. Are late Proterozoic carbonaceous megafossils metaphytic algae or bacteria? // Lethaia. 1989. Vol. 22. P. 375–379.
14. Xiao S., Yuan X., Steiner M., Knoll A.H. Macroscopic carbonaceous compressions in a terminal Proterozoic shale: A systematic reassessment of the Miaohe biota, South China // Journal of Paleontology. 2002. Vol. 76, № 2. P. 347–376.

МАКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ *HORODYSKIA* ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ РИФЕЯ ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ СИБИРИ

К.Е. Наговицин, Д.В. Гражданкин, Б.Б. Кочнев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Осадочные текстуры *Horodyskia* возрастом ~1400 млн лет интерпретируются как остатки древнейших макроскопических организмов с метазойным уровнем организации. Впервые они были описаны Робертом Хородиски как «цепочки бус» неясного (возможно, абиогенного) происхождения на плоскостях напластования песчаников свиты Аррекунпу серии

Ravalli надсерии Belt Северной Америки (штат Монтана) [1] с возрастом древнее чем 1443 ± 7 млн лет. В 1985 г. аналогичные отпечатки были обнаружены в Западной Австралии в надсерии Bangemall возрастом 1400–1070 млн лет [2, 3]. Согласно одной точке зрения, хородиски представляют собой колониальные организмы тканевого уровня организации, напоминающие

линейные колонии гидроидных полипов и губок [4–7]. Согласно другим представлениям, хородиски можно интерпретировать как ископаемые следы жизнедеятельности [8], но в обоих случаях остатки *Horodyskia* рассматриваются как свидетельство длительной истории эвкариотизации биосферы, начавшейся в раннем мезопротерозое. Существуют и другие точки зрения. Например, хородиски можно интерпретировать как отпечатки макроскопических водорослей с регулярно расположенными воздушными камерами [9] либо ставить их биологическую природу под сомнение [10]. Кроме Северной Америки и Австралии, хородиски также обнаружены в серии Rocky Cape протерозойского возраста Тасмании [11]. В 2009 г. нами в бассейне р. Оччугуй-Сололи на Оленекском поднятии Сибири обнаружено четвертое местонахождение *Horodyskia*, приуроченное к третьей подсвите дебенгдинской свиты рифея.

Дебенгдинская свита общей мощностью около 500 м имеет терригенно-карбонатный состав и подразделяется на 5 подсвит [12]. В составе третьей подсвиты преобладают терригенные породы: серые и зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Эта часть разреза представлена лишь в высыпках и отдельных обнажениях видимой мощностью до 8–10 м в бортах речных долин. Контакты дебенгдинской свиты с подстилающей арымасской и перекрывающей хайпахской свитами согласные. Новые геохронологические датировки по фракционированному глаукониту и иллиту для третьей подсвиты дебенгдинской свиты имеют значения в интервале 1211–1272 млн лет [13, 14].

В изученных нами обнажениях третья подсвита дебенгдинской свиты имеет терригенный состав и цикличное строение. Циклиты мощностью 25–80 см имеют прогрессивное строение. В основании циклитов залегают среднезернистые песчаники без видимой слоистости с эрозионной подошвой, местами выполняющие слепки промоин и каналов. Среднезернистые песчаники с постепенным переходом перекрываются мелкозернистыми волнистослоистыми песчаниками, которые сменяются толщей тонко переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов, местами со слепками промоин. Венчаются циклиты тонко переслаивающимися алевролитами и аргиллитами. На поверхностях напластования песчаников распространены признаки биостабилизации осадка микробными матами (текстура типа kinneya, шагреневая текстура), текстуры течений (отпечатки однонаправленных и разнонаправленных царапин) и частичной разгрузки проходящих мутьевых струй (слепки промоин толщиной до 20 см). Видимая мощность циклически построенной толщи превышает 6 м; вверх по разрезу возрастают количество и роль тонкозернистых отложений, наблюдается уменьшение мощности и степени выраженности циклитов. Изученный фрагмент третьей подсвиты дебенгдинской свиты характеризует обстановки дистальной

продельты и прилегающих подводных илистых равнин в области слабого волнения и течений.

Отпечатки *Horodyskia* в дебенгдинской свите сохранились на нижней поверхности напластования мелкозернистых песчаников на границе с аргиллитами. В большинстве случаев отпечатки простираются вдоль одного направления. В случае совместного нахождения эрозионных текстур и отпечатков *Horodyskia*, последние демонстрируют простираение вдоль направления палеотечения. Изогнутые экземпляры встречаются редко.

Различаются четыре разновидности сохранности нитевидных остатков *Horodyskia*: в виде цепочек округлых ямок (рис. 1, а); в виде цепочек округлых ямок, в центре каждой из которых находится бугорок (рис. 1, б); в виде цепочек округлых ямок, между которыми располагаются высокорельефные подковообразные бугорки (рис. 1, в); и в виде цепочек низкорельефных эллипсоидных бугорков с продольными морщинками, между которыми располагаются округлые ямки (рис. 1, г–д). Округлые ямки, присутствующие на всех разновидностях сохранности, можно интерпретировать как отпечатки сферических структур, которые сохраняли свой объем до литификации песчаника (за исключением второй разновидности сохранности). Низкорельефные бугорки с продольными морщинками можно реконструировать как перемычки между сферическими структурами. Перемычки сохраняются в тех случаях, когда оказываются захороненными на границе раздела песчаников и аргиллитов (третья и четвертая разновидности сохранности). При этом ширина бугорков может в два раза превышать диаметр ямок. По всей вероятности, перемычки при жизни имели вид трубок, диаметр которых не превышал диаметр сферических структур, однако при захоронении под нагрузкой песка происходило сдавливание и расширение перемычек. Продольные морщинки расположены незакономерно, простираясь на всю длину бугорков, поэтому представляется маловероятным, чтобы морщинки образовались в результате натяжения наружного покрова. Действительно, если бы перемычки были эластичными, то в результате дифференцированного уплотнения от более плотных сферических структур должны были расходиться складки натяжения, однако на имеющемся материале такого расположения морщинок не наблюдается. Продольные морщинки на перемычках также присутствуют на материале из Северной Америки [15], но и здесь в расположении морщинок не наблюдается закономерности, которая позволила бы интерпретировать их как складки деформации. По всей вероятности, продольные морщинки можно интерпретировать как отпечатки нитчатой структуры перемычек.

Отсутствие перемычек между отпечатками сферических структур (первая и вторая разновидности сохранности) позволяет предполагать, что *Horodyskia* в момент захоронения располагались в толще илистого осадка. Вторая разновидность сохранности, когда

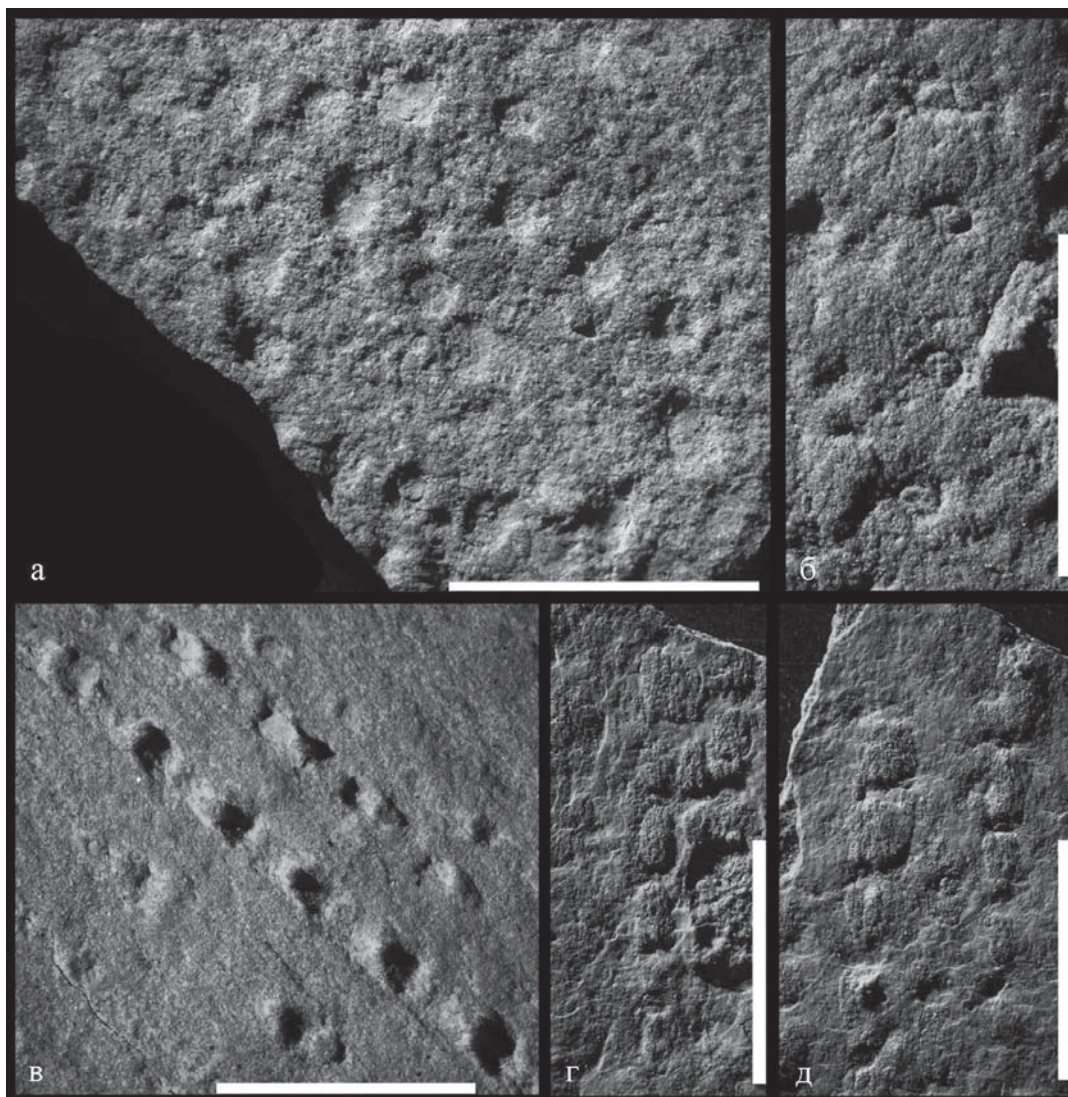


Рис. 1. Разновидности сохранности *Horodyskia* из дебенгдинской свиты Оленекского поднятия.
Длина масштабной линейки 10 мм

в центральной части ямки располагается бугорок, скорее всего обусловлена частичным разложением сферических структур и проседанием осадка.

Наиболее распространенным в дебенгдинской свите и сложным для интерпретации является третья разновидность сохранности *Horodyskia* (цепочки ямок, между которыми располагаются подковообразные бугорки). Подковообразные бугорки предыдущими исследователями принимались за слепки следов размыва, которые образовывались с «наветренной» стороны сферических структур [9]. На материале с Сибирской платформы удалось показать, что подковообразные бугорки на соседних экземплярах, сохранившихся на одной поверхности напластования, могут быть противоположно направленными. Следовательно, подковообразные бугорки не связаны с процессами эрозии. В пользу такого вывода также свидетельствуют мелкие размеры и сравнительно высокий рельеф бугорков, находящиеся за пределами пороговых значений размерных параметров эрозионных текстур. В качестве наиболее вероятного

механизма формирования подковообразных бугорков можно предположить внедрение песка в подстилающий ил при смещения сферических структур хородинский под действием сдвиговой нагрузки со стороны потока в процессе захоронения. При этом перемычки между сферическими структурами деформировались под нагрузкой внедрявшегося песка. Величина смещения под действием сдвиговой нагрузки может быть различной даже у двух соседних экземпляров; в результате, в зависимости от величины смещения сферических тел внедрившийся песок может сохраниться с «наветренной» стороны (при незначительном смещении) либо оказаться с «подветренной» стороны (при сильной сдвиговой нагрузке).

Можно предложить следующую реконструкцию *Horodyskia*. Каждый экземпляр представлял собой последовательность из плотных сферических структур диаметром 1–5 мм, соединенных между собой пучками нитей. Каждый пучок нитей, в свою очередь, был окружен тонкой мембраной, которая легко деформировалась под нагрузкой песка. Не исключена

вероятность, что вся цепочка сферических структур находилась внутри единого трубчатого чехла. Так можно объяснить когерентное (синхронное) поведение сферических структур в пределах экземпляра. При жизни *Horodyskia* были погружены в толщу илистого осадка, верхняя часть которого подвергалась эрозии при выпадении песчаной взвеси из мутьевого потока, что приводило к захоронению организмов на границе раздела илистого и песчаного осадка. Совместное нахождение на одной поверхности остатков с различной сохранностью сферических структур и перемычек говорит о том, что соседние экземпляры *Horodyskia* на момент захоронения располагались на разной глубине вдоль поверхности дна.

Результаты предварительного изучения хородиский из нового местонахождения на Оленекском поднятии позволяют снова обратиться к вопросу о микробиальной природе *Horodyskia* [16, 17]. Например, современные археи и бактерии, обитающие в серных источниках, формируют колонии типа «бусины на нити» [18], похожие на хородиский.

Продольные морщинки на перемычках между сферическими телами хородиский, которые мы интерпретируем как соединительные пучки нитей, являются еще одним аргументом в пользу такого сравнения.

Микробиальная природа хородиский также представляется наиболее вероятной, если учесть реконструированный образ жизни в толще илистого осадка.

Исследования проводились по проекту НИР ИНГГ СО РАН. Полевые исследования финансировались при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00520) и National Geographic Committee for Research and Exploration (грант № 8637-09).

Литература

1. *Horodyski R.J.* Problematic bedding-plane markings from the middle Proterozoic Appekunny argillite, Belt Supergroup, northwestern Montana // *Journal of Paleontology*. 1982. Vol. 56. P. 882–889.
2. *Grey K., Williams I.R., Martin D.McB et al.* New occurrences of ‘strings of beads’ in the Bangemall Supergroup: a potential biostratigraphic marker horizon // *Western Australia Geological Survey. Annual Review*. 2000–2001. P. 69–73.
3. *Martin D.McB.* Depositional environment and taphonomy of the ‘strings of beads’: Mesoproterozoic multicellular fossils in the Bangemall Supergroup, Western Australia // *Australian Journal of Earth Sciences*. 2004. Vol. 51. P. 555–562.
4. *Fedonkin M.A., Yochelson E.L.* Middle Proterozoic (1.5 Ga) *Horodyskia moniliformis* Yochelson and Fedonkin, the oldest known tissue-grade colonial eucaryote // *Smithsonian Contributions to Paleobiology*. 2002. Vol. 94. P. 1–29.
5. *Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K. et al.* The rise of animals: evolution and diversification of the kingdom animalia. Baltimore: The Johns Hopkins University Press, 2007. 327 p.
6. *Fedonkin M.A.* The origin of the Metazoa in the light of the Proterozoic fossil record // *Paleontological Research*. 2003. Vol. 7. P. 9–41.
7. *Федонкин М.А.* Изменение доступности металлов и эвкалириотизация биосферы биосферы в докембрии // *Современные проблемы геологии* / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 426–447.
8. *Розанов А.Ю.* Бактериальная палеонтология, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // *Современные проблемы геологии* / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 448–462.
9. *Grey K., Williams I.R.* Problematic bedding-plane markings from the Middle Proterozoic Manganese Subgroup, Bangemall Basin, Western Australia // *Precambrian Research*. 1990. Vol. 46. P. 307–327.
10. *Hofmann H.J.* Megascopic dubiofossils // *The proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / Eds. by J.W. Schopf, C. Klein. N.Y.: Cambridge University Press, 1992. P. 413–419.
11. *Calver C. R., Grey K., Laan M.* The ‘string of beads’ fossil (*Horodyskia*) in the mid-Proterozoic of Tasmania // *Precambrian Research*. 2010. Vol. 180. P. 18–25.
12. *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформ. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.
13. *Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А.* Rb–Sr и K–Ar возраст и миссбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // *Литология и полезные ископаемые*. 1995. № 6. С. 615–631.
14. *Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М. и др.* Rb–Sr, K–Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14, № 3. С. 41–56.
15. *Fedonkin M.A., Yochelson E.L., Horodyski R.J.* Ancient metazoa // *National Geographic Research and Exploration*. 1994. Vol. 10. P. 201–223.
16. *Knoll A.H., Javaux E.J., Hewitt D., Cohen P.* Eukaryotic organisms in Proterozoic oceans // *Philosophical Transactions of the Royal Society B*. 2006. Vol. 361. P. 1023–1038.
17. *Rudolph C.* Molekularbiologische Untersuchungen zur Verbreitung und Physiologie neuartiger, unkultivierter Archaeen in kalten Schwefelquellen. Dissertation... Regensburg, 2003. 184 p.
18. *Rudolph C., Wanner G., Huber R.* Natural Communities of Novel Archaea and Bacteria Growing in Cold Sulfurous Springs with a String-of-Pearls-Like Morphology // *Applied and Environmental Microbiology*. 2001. Vol. 67. P. 2336–2344.

ДИНАМИКА ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ МЕЛКОРАКОВИННОЙ ФАУНЫ В НИЖНЕМ КЕМБРИИ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.В. Новожилова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Общеизвестно, что в раннем кембрии на территории Сибирской платформы существовало три основных типа обстановок осадконакопления [1–4, 6, 7], которые были развиты в соответствующих фациальных регионах (ФР): Турухано-Иркутско-Олекминский ФР с отложениями лагунного типа; Анабаро-Синский, содержащий рифовые породы, и Юдомо-Оленекский с доманиковыми отложениями шельфа открытого моря. В данной работе проведен анализ таксономического разнообразия мелкораквинной фауны (рис. 1) в разрезах Лено-Алданского района Сибирской платформы (Анабаро-Синский ФР), которые представляют несомненный интерес, поскольку некоторые из них являются одними из главных претендентов на роль глобальных стратотипов границ нижнекембрийских ярусов [7].

В основании нижнего кембрия (археоциатова зона A. *sunnaginicus*) мелкораквинная фауна (или SSF = small shelly fossils) весьма многочисленна и разнообразна, здесь отмечено появление 27 новых видов в составе 18 родов: *Hyolithellus tortuosus* Cobbold, *H. grandis* Miss., *H. vitricus* Mamb., *Hyolithellus* sp., *Hyolithellus insolitus* Grig., *Torelrella lentiformis* Miss., *Torelrella* sp. *Tiksitheca licis* Miss., *Jacutiochrea tristicha* (Miss.), *Sunnaginia imbricata* Miss., *Coleolus trigonus* Sys., *Tumulduria incompta* Miss., *Tommotitubulus savitzkii* Fed., *Lopochites meshkovae* (Fed.), *Marcuella secunda* Valk., *Palaeosulcachites* sp., *Chancelloria* gen. et sp. indet., *Coleolella billingsi* Miss., *Coleoloides trigeminatus* Miss., *Tommotia admiranda* (Miss.), *T. kozlowskii* (Miss.), *T. plana* (Miss.), *Sachites proboscideus* Mesh., *Camenella garbowskae* Miss., *Archiasterella tetraspina* Vas. et Saut., *Lapworthella tortuosa* Miss., *Chancelloria symmetrica* Vas. Среди проходящих 5 видов (5 родов) *Hyolithellus tenuis* Miss., *Torelrella curva* Miss., *Halkieria sacciformis* Mesh., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Lobiochrea?* sp.

Для зоны D. *regularis* характерен комплекс SSF, состоящий из 27 видов 13 родов. Среди вновь появившихся 7 видов в составе 6 родов: *Torelrella biconvexa* Miss., *Hyolithellus isiticus* Miss., *Tiksitheca korobkovi* (Miss.), *Anabarites* sp., *A. tristichus* Miss., *Chancelloria* ex gr. *lenaica* Zhur. et Kor., *Lapworthella bella* Miss. Со второй половины D. *regularis* (подзона L. *bella*) отмечено начало сокращения видового биоразнообразия, здесь насчитывается только 13 видов, принадлежащих 7 родам SSF. В этом интервале (D. *regularis*) отмечено исчезновение 13 видов, из них 9 видов – проходящие из более древних отложений, и 4 вида – появившиеся и исчезнувшие в основании данного биостратона.

В дальнейшем продолжается сокращение таксономического разнообразия мелкораквинной фауны. В самых верхах томмотского яруса (зона D. *lenaicus*) комплекс SSF представлен 18 видами, принадлежащими к 12 родам. Появляются *Rhombicoriculum insolutum* Miss., *Rushtonites insolutum* (Miss.), *Mobergella radiolata* Beng., *Anabarites isiticus* Miss., *Sachites* sp., *Rushtonis* sp. В этом интервале исчезает 7 видов в составе 5 родов, среди которых томмотииды *Lapworthella tortuosa* Miss., *Lapworthella bella* Miss., хиолительминты *Hyolithellus grandis* Miss. и др., в основном это транзитные виды.

Для атдабанского яруса в целом характерно наличие 18 видов (12 родов) SSF. При этом в низах атдабанского яруса (зона R. *zegebarti*) отмечено 12 видов, здесь появляются томмотииды семейства Kelanellidae, и исчезают 7 видов проходящих из томмотского яруса. Для зоны P. *pinus* характерно появление *Rhombicoriculum cancellatum* (Cobb.) и *Eiffellia araniformis* (Miss.), а также исчезновение практически всех ранее известных SSF. Среди проходящих только 4 вида хиолительминтов родов *Hyolithellus*, *Torelrella*. Выше (зона Judomia) насчитывается 9 видов (6 родов), среди которых 3 новых. На границе ботомского и атдабанского ярусов появляется 4 новых вида: *Lugoviella ojmurana* Grig., *Hyolithellus billingsi* Miss., *Torelrella mutila* Miss., *Koksuja kostulifera* Miss. Во второй половине зоны B. *micmacciformis* – *Erbia* наблюдается исчезновение 10 видов из 12 известных из этого интервала. Для ботомского яруса в целом характерны редкие находки SSF. Для зоны

B. *gurgarii* характерно наличие 4 видов (4 родов), для B. *asiaticus* – 3 вида (3 рода), а для первой половины B. *ornata* 1 вид – *Mongolitubulus squamifer* Miss. В верхах ботомского и тойонского ярусов в стратотипической местности отсутствуют зоопроблематики. Возможно, это связано со степенью изученности этого интервала по SSF, так как здесь мелкораквинные ископаемые очень редки и немногочисленны по сравнению с более древними отложениями.

Таким образом, максимального таксономического разнообразия мелкораквинная фауна достигала в основании нижнего кембрия, где представлена томмотиидами, хиолительминтами, целосклеритофорами, хальваксидами и др.

Начиная с верхов томмотского яруса, количество скелетных ископаемых остатков существенно сокращается, при этом они распространены локально и неравномерно по разрезу. А на рубеже ботомского и тойонского ярусов среди SSF известны лишь

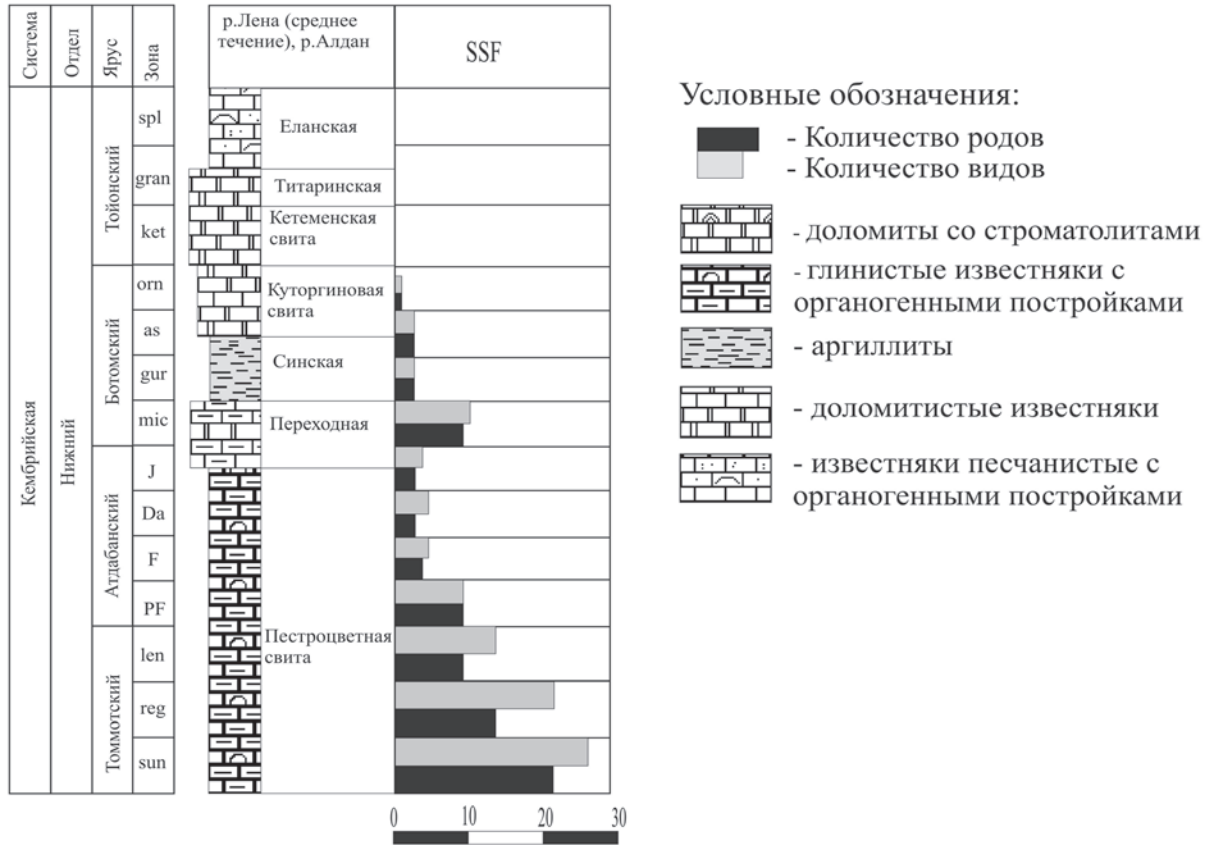


Рис. 1. Количество родов и видов основных групп мелкораквинной фауны раннего кембрия юго-востока Сибирской платформы

единичные находки. Поэтому для второй половины нижнего кембрия приходится довольствоваться лишь констатацией фактов редких находок.

Динамика видового разнообразия мелкораквинной фауны Лено-Алданского района такова, что позволяет выделить 8 биостратонов в ранге слоев с фауной (для томмотского – ботомского ярусов) и использовать их для биостратиграфического расчленения нижнего кембрия.

Литература

1. Васильева Н.И. К систематике отряда Chancelloriida Walcott, 1920 (*Incertae sedis*) из нижнекембрийских отложений востока Сибирской платформы // Проблематики позднего докембрия и палеозоя // Труды ИГиГ СО АН СССР. М.: Наука, 1985. Вып. 632. С. 115–126.
2. Варламов А.И., Розанов А.Ю., Хоментовский В.В. и др. Кембрий Сибирской платформы. Кн. 1: Алдано-Ленский район. Москва; Новосибирск: ПИН РАН, 2008. 300 с.
3. Кембрий Сибири. Новосибирск: Наука, 1992. 134 с.
4. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1983. С. 14–103.
5. Розанов А.Ю., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я. и др. К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 1. С. 3–21.
6. Савицкий В.Е., Асташкин В.А. Роль и масштабы рифообразования в кембрийской истории Сибирской платформы // Геология рифовых систем кембрия Западной Якутии: Труды СНИИГиМС. Новосибирск: СНИИГиМС, 1979. Вып. 270. С. 5–18.
7. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. / Под ред. Б.С. Соколова, А.Ю. Розанова. М.: Наука, 1984. 184 с.

БАРАТАЛЬСКАЯ СЕРИЯ (СВИТА) КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ: ТЕКТОНИЧЕСКИ СОВМЕЩЕННЫЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

А.А. Постников¹, М.М. Буслов², А.А. Терлеев¹, Д.А. Токарев¹, Ю.И. Тесаков¹,
В.Н. Дубатов¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Карбонатные породы широко развиты в Курайской зоне Горного Алтая и выделяются обычно в составе баратальской серии (свиты) [5]. В связи со сложным тектоническим строением зоны с проявлением разновозрастных как надвиговых, так и сдвиговых дислокаций, существует множество представлений о стратиграфическом и структурном положении карбонатных пород, их мощности и геодинамической природе. К числу основных литологических разновидностей свиты, выделяемых в состав подсвит, относятся: 1 – темно-серые и черные массивные мелко-крупнозернистые известняки с запахом сероводорода, с тонкими прослоями и линзами силицилитов; 2 – серые и светло-серые известняки, характеризующие ритмичной слоистостью и содержащие в верхней части прослой серых кремней и глинисто-кремнистых сланцев; 3 – серые брекчевидные известняки с подчиненными прослоями тонкослоистых известняков, кремнистых пород и силицилитов.

В последнее время ассоциирующие вулканогенные и осадочные породы Курайской зоны выделены как образования вендского палеоокеанического поднятия (палеосимаунта), протяженностью более 120 км при ширине до 40 км [1–4, 6]. Карбонатные породы палеосимаунта представлены двумя типами: 1) светло-серыми и серыми часто брекчированными известняками, характеризующимися тонкой, часто ритмичной слоистостью. Местами слои состоят из серых кремней, глинисто-кремнистых сланцев, туфов и туффитов. Известняки содержат большое количество обломков моноклинного и ромбического пироксенов, эпидота и роговой обманки. Состав обломков свидетельствует о накоплении известняков вблизи активных вулканов, вероятно, в основании их подводного склона; 2) слабослоистыми серыми известняками и доломитами, являющимися рифовой «шапкой» океанических островов. Для карбонатных осадков, в верхней части разрезов характерны многочисленные трещины, выполненные кремнистым и карбонатно-кремнистым материалом, а также прослой бокситов и фосфоритоносных (обогащенных P_2O_5) пород. Возраст рифогенных известняков определен Pb–Pb методом как вендский (598 ± 25 млн лет) [7]. Этот тип известняков включался в состав баратальской серии (литологическая разновидность первой подсвиты баратальской свиты).

В целом палеосимаунт представлен латеральными фациями склоновых осадков и подстилающими их

базальтами. В отдельных пластинах реконструируются верхняя кремнисто-карбонатная часть и нижняя осадочно-вулканогенная часть, а также множество разнообразных по строению и составу обломочных пород склоновых фаций островов. Пластины палеосимаунта чередуются с линзами и пластинами олистостром, а также тектоническими пластинами, представленными темно-серыми и черными сероводородными известняками (литологическая разновидность второй подсвиты баратальской свиты).

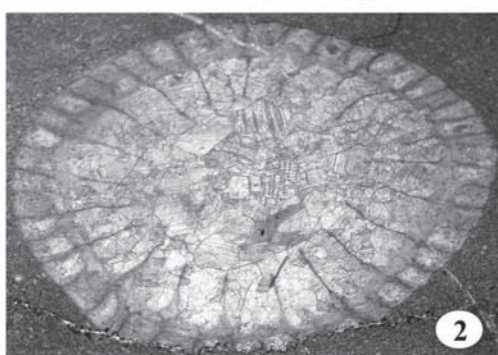
Темно-серые и черные известняки резко отличаются от карбонатных пород палеосимаунта. Они обладают сероводородным запахом, мраморизованы, массивные и содержат тонкие прослой и линзы черных кремнистых пород. Характерно, что в черных известняках присутствуют обломки граната, турмалина, силлиманита, ставролита и корунда, источником разрушения которых были метаморфические породы [5].

Вблизи Чуйского тракта правом берегу р. Чуя в 6 км на юго-восток от лога Баратал ($N50^{\circ}14'28''E087^{\circ}42'32''$, высота – 1490 м) нами были отобраны серые брекчевидные органогенно-детритовые известняки (литологическая разновидность третьей подсвиты баратальской серии), в которых были обнаружены многочисленные колонии ругоз и ветвистых табулят (табл. I, фиг. 1–5, образец Б-1). В шлифах из этого образца имеются многочисленные поперечные, продольные и чаще косые сечения данных колоний средней сохранности. Табуляты представлены *Striatopora peetzi* Dubatolov – одно поперечное и несколько косых сечений (с диаметром колоний до 6 мм) (табл. I, фиг. 5), *Alveolotella* sp. – несколько косых сечений с диаметром колоний более 3 мм (табл. I, фиг. 4). Наибольшее распространение в этих шлифах имеют находки ругоз *Petrozium* cf. *abrogenum* Zheltonogova (табл. I, фиг. 1–3) – представленные многочисленными поперечными, единичными продольными и косыми сечениями (с диаметром кораллитов до 1 см). Все три рода распространены в верхах силура и девоне. *Striatopora peetzi* Dubatolov и *Petrozium* cf. *abrogenum* Zheltonogova распространены в нижнем и среднем девоне Саяно-Алтайской горной области, наиболее часто встречались в нижнем девоне.

По литологическому составу и фаунистическим остаткам обнаруженные известняки сопоставимы с органогенно-детритовыми известняками боштуской свиты, сопоставляемой с верхнеживетским подярусом среднего девона. В ее составе широко развиты



Petrozium cf. abrogenum



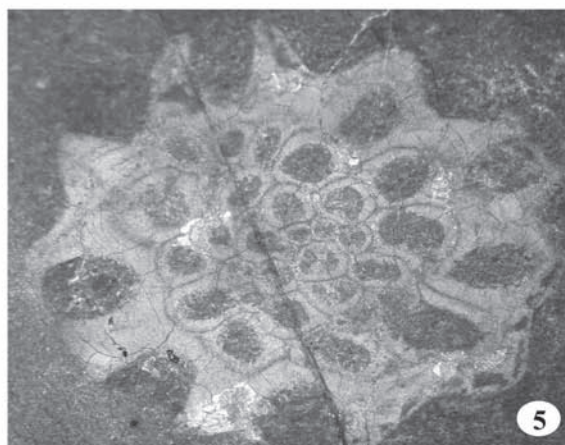
Petrozium cf. abrogenum



Petrozium cf. abrogenum



Alveolitella sp.



Striatopora peetzi

Длина масштабной линейки – 3,5 мм

брахиоподы, трилобиты, кораллы, мшанки, строматопораты, криноидеи, двухстворчатые моллюски, рыбы, гастроподы. Аналогом баштуской свиты является белгешская свита Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны, образования которой выклиниваются по разломам в пределах Курайской зоны.

Находки девонских табулят и ругоз в брекчиевидных известняках среди поля распространения баратальской свиты венда позволяют сделать вывод, что в состав баратальской серии были включены разновозрастные карбонатные породы, совмещенные по разломам.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953.

Литература

1. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.
2. Гусев Н.И. Петрохимические особенности арыджанской свиты юго-восточной части Горного Алтая // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новокузнецк, 1987. С. 75–77.
3. Гусев Н.И. Реконструкция геодинамических режимов докембрийского и кембрийского вулканизма в юго-восточной части Горного Алтая // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГТМ СО АН СССР, 1991. С. 32–54.
4. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1383–1405.
5. Зыбин В.А. О стратотипе баратальской серии Горного Алтая // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края: Тез. докл. конф. Бийск, 1985. С. 3–5.
6. Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and Tectonics of Gorny Altai. Guide-book of excursion, IGCP Project 283, United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy Publ. Novosibirsk, 1993.
7. Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M.M., Maruyama S. The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) baratal limestone in the Gorny Altai mountains // Proceedings of the Japan Academy Series B: Physical and Biological Sciences. 2004. Vol. 80. P. 422–428.

ВЕНДО-КЕМБРИЙСКАЯ БИОТА ЗАПАДА МОНГОЛИИ

А.Л. Рагозина¹, Д. Доржнамжаа², А.В. Краюшкин¹, Е.А. Серезникова¹, Б. Энхбаатор²

¹ ПИИ РАН, г. Москва, Россия

² Палеонтологический центр МАН, Монголия

Вендо-кембрийские отложения Дзабханской структурной зоны представлены мощными (до 2 км) терригенно-карбонатными отложениями в составе цаганоломской (венд) и баянгольской (венд-кембрий) свит, сформированных в сложных геосинклинальных условиях. Открытие древних марино-гляциальных отложений (тиллиты, диамиктиты) в основании разреза (майханульская свита) и последующие хемотратиграфические исследования позволяют коррелировать эти отложения с различными регионами мира.

Наиболее полные стратиграфические исследования в Дзабханском районе были проведены в составе Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции [1–3], Д. Доржнамжаа (1991) и Международной рабочей группой по проекту № 303 МПГК в 1996 г. (Д. Доржнамжаа, В.В. Хоментовский, А.С. Гишпер, М. Бразье, Дж. Линдсей и др.) [4]. Последующие биостратиграфические работы были продолжены в 2006–2009 гг. в составе СРМПЭ и по Международному гранту РФФИ (№ 08-05-90211). В результате этих работ (разрезы рр. Цаган-Гол, Баян-Гол, с. Тайшер) были обнаружены многочисленные микрофоссилии, водоросли, следы жизнедеятельности древних организмов, проблематики [5–7].

В цаганоломской свите, залегающей на диамиктитах майханульской свиты, в верхнем горизонте кремнисто-фосфоритовых пород впервые установлена кремнистая микробиота. Она представлена ассоциацией микрорастительных остатков (акритархи, цианобактерии, мегасфероморфиды, проблематики), а также многочисленными водорослями группы вендотенид и фрагментами слоевищ проблематичных красных водорослей (Rhodophyta). Среди них выделяются следующие виды: *Archaeooides granulatus*, *Tanarium conoideum*, *Archaeooides* sp., *Echinosphaeridium* sp., *Vendotaenia* sp., *Tanarium tuberosum*, *Chuarina circulatus*, *Caudosphaera* sp. и др. (табл. I).

В верхней части цаганоломской свиты также обнаружены проблематичные циклические организмы, предположительно отнесенные к родам *Beltanelloides*.

Постледникова завханская микробиота имеет некоторые черты сходства с ранне-эдиакарскими биотами пертататакского типа Австралии, верхней части формации Доушаньто Южного Китая, а также с нижневендскими биотами Восточно-Европейской платформы [8, 9]. По нашим данным, она является переходной от нижнего к верхнему венду.

В разрезе Баян-Гол ихнофоссилии были обнаружены в следующих слоях (стратиграфия и нумерация слоев по схеме из [4]):

I. Цаганоломская свита (сл. 1–10 – венд, сл. 11–17 – немакит-далдын).

Слои 9–10. Простые горизонтальные ходы из надстроматолитовых карбонатов и тонкослоистых алевролитов с кремнистыми прослоями.

Слои 12–13. Вертикальные норы, насквозь пронизывающие слоистые известняки.

II. Баянгольская свита (сл. 18 – немакит-далдын, сл. 19–25 – н. кембрий).

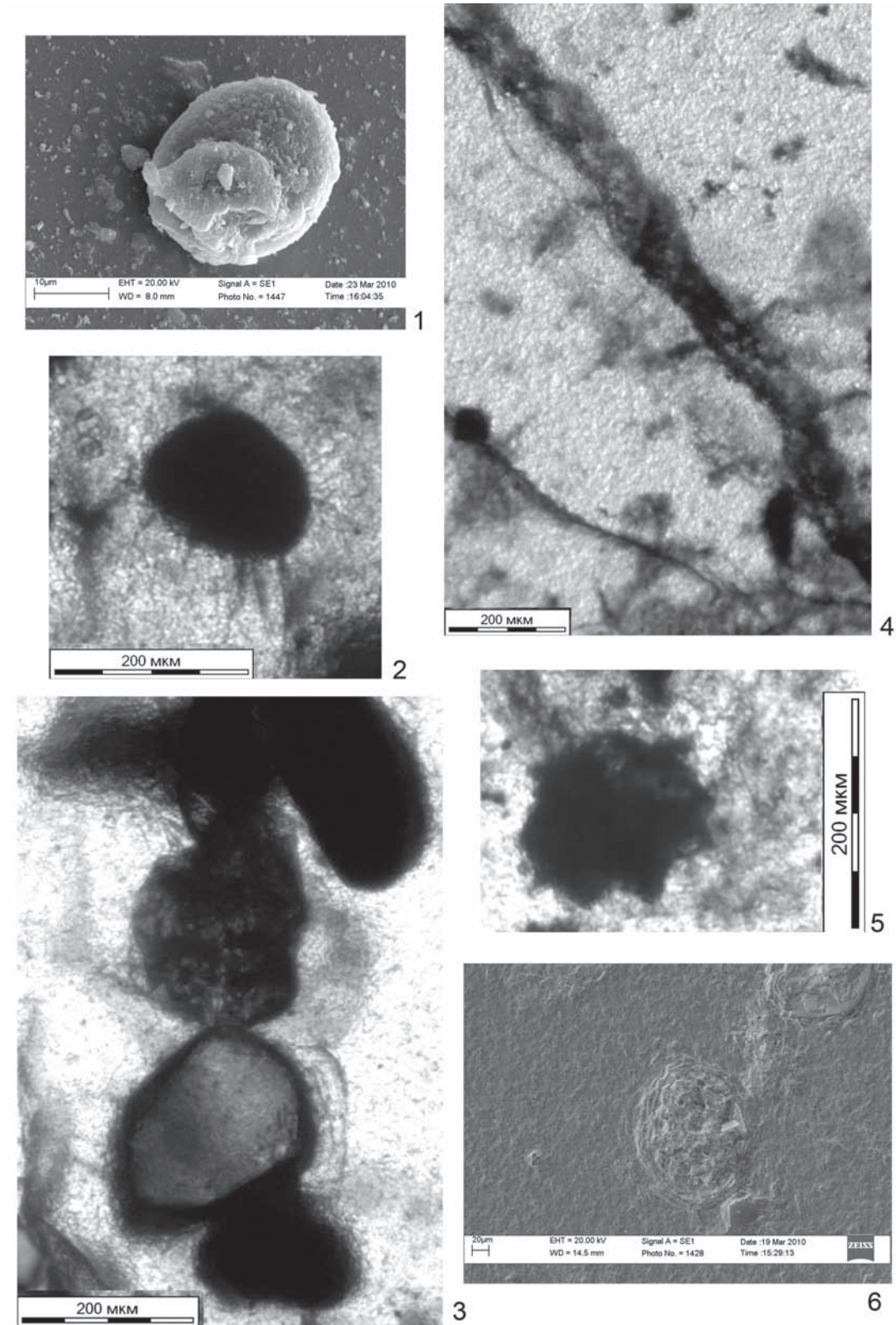
Слой 18. Многочисленные *Planolites* isp., целиком покрывающие большие поверхности подошв песчанников; более редкие *Cochlichnus* isp. (табл. II, фиг. 6) и *Didymaulichnus* isp. (табл. II, фиг. 4).

Слой 20. Также встречаются ихнороды *Planolites*, *Cochlichnus* и *Didymaulichnus*, к которым добавились: *Helminthoidea* isp., группа «следов членистоногих» *Rusophycus* isp. – *Diplichnites* isp. – *Monomorphichnus* isp. (табл. II, фиг. 2, 5), *Palaeophycus* isp., cf. *Plagiogmus* isp., cf. *Taphrhelminthopsis* isp., разные ихновиды *Treptichnus* (табл. II, фиг. 1–3), cf. *Hormosiroidea* isp., *Zoophycos* isp.

Таким образом, проведение вендо-кембрийской границы по ихнофоссилиям (*T. pedum*), принятое в настоящее время Международной комиссией по стратиграфии (ICS), в разрезе Дзабханской зоны западной Монголии не представляется возможным. Более точно граница устанавливается в основании томмотского яруса по комплексам мелкораквинных скелетных проблематик (SSF) [10].

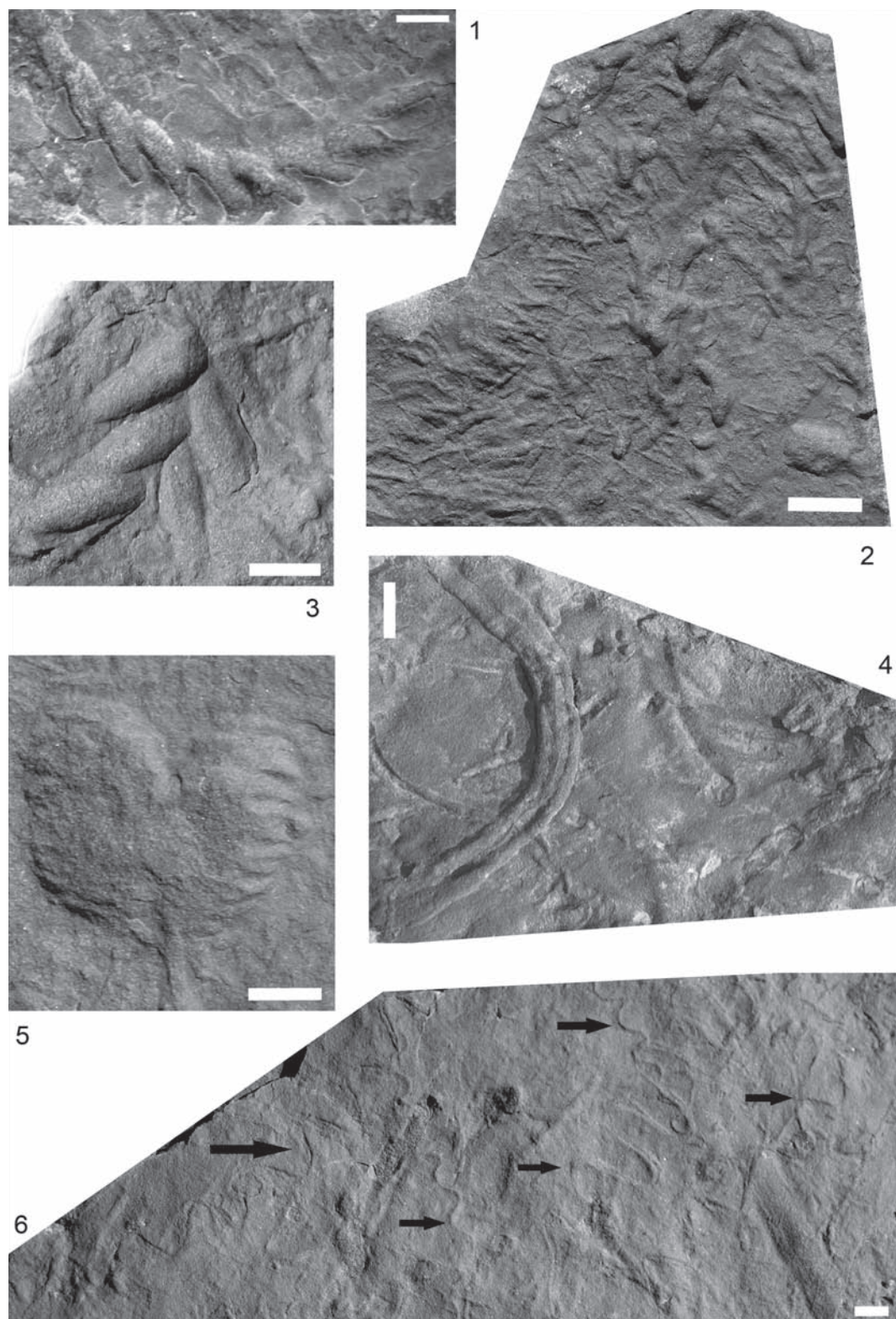
Литература

1. Дроздова Н.А. Водоросли в органогенных постройках нижнего кембрия Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 137 с. (Труды ССМПЭ. Вып. 10).
2. Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-гол, МНР). М.: Наука, 1982. 152 с. (Труды ССМПЭ. Вып. 18).
3. Есакова Н.В., Жегалло Е.А. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1996. 216 с. (Труды ССМПЭ. Вып. 46).
4. Khomentovskiy V.V., Gibsher A.S. The Neoproterozoic-lower Cambrian in northern Gobi-Altay, western Mongolia: regional setting, lithostratigraphy and biostratigraphy // Geological Magazine. 1996. Vol. 133. P. 371–390.
5. Рагозина А.Л., Иванцов А.Ю., Серезникова Е.А., Краюшкин А.В., Доржнамжаа Д., Энхбаатар Б. Водоросли, микрофоссилии, следы жизнедеятельности и проблематики в вендо-кембрийских отложениях Дзабханского района запада Монголии // Палеонтология Центральной Азии. Международная конференция к 40-летию СРМПЭ: Тез. докл. 2009. С. 68–70.
6. Рагозина А.Л., Доржнамжаа Д., Краюшкин А.В., Серезникова Е.А., Энхбаатар Б. Биостратиграфия и корреляция вендо-кембрийских отложений и диамиктиты запада Монголии // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картографирования: Тез. докл. LV сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб., 2009. С. 122–124.
7. Рагозина А.Л., Доржнамжаа Д., Краюшкин А.В., Серезникова Е.А. *Treptichnus pedum* и вендо-кембрийская граница // Геобиосферные события и история органического мира: Материалы LIV сессии Палеонтологического общества. С. 153–155.
8. Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Семихатов М.А. Уникальная нижневендская кельминтская микробиота Тимана: новые данные о палеонтологии венда и его глобальной характеристике // Доклады Академии Наук. 2006. Т. 410, № 3. С. 366–371.
9. Vorob'eva N.G., Sergeev V.N., Knoll A.H. Neoproterozoic microfossils from the northeastern margin of the East European platform // Journal Paleontology. 2009. Vol. 83, № 2. P. 161–196.
10. Розанов А.Ю. и др. К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 1. С. 3–21.



Объяснение к таблице

- Фиг. 1 – *Archaeooides granulatus* Qian, 1977.
 Фиг. 2 – *Tanarium conoideum* Kolosova, 1991 emend Moczydlowska, 1993.
 Фиг. 3 – группа форм *Archaeooides* sp., *Echinospaeridium* sp.
 Фиг. 4 – *Vendotaenia* sp.
 Фиг. 5 – *Tanarium tuberosum* Moczydlowska, Vidal et Rudavskaya, 1993.
 Фиг. 6 – *Chuarina circulatoris* Walcott, 1899 emend Vidal et Ford, 1985 emend Butterfield, 1994.



Объяснение к таблице

- Фиг. 1 – *Trichophycus* (=Trepitchnus) *pedum* (Seilacher, 1955).
 Фиг. 2 – поверхность с *Monomorphichnus* isp. и *Trepitchnus* isp.
 Фиг. 3 – *Trepitchnus* cf. *bifurcus* Miller, 1889.
 Фиг. 4 – *Didymaulichnus* cf. *miettensis* Young, 1972.
 Фиг. 5 – *Rusophycus* isp., 1889.
 Фиг. 6 – поверхность с *Cochlichnus* isp. и ?*Helminthoida* isp.
 Длина масштабной линейки 1 см.

ДРЕВНЕЙШИЕ ИНФАУНОВЫЕ СООБЩЕСТВА

В.И. Рогов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Биотурбация (перемешивание осадка роющими организмами) играет важную роль в структуре и функционировании современных морских экосистем: изменяет физические свойства осадка и химический состав морской воды, приводит к дестабилизации химических градиентов в поровой среде осадка, способствует окислению органического вещества, нарушает режим реминерализации и потоки неорганического питательного вещества и улучшает продуктивность микрофитобентоса [1]. Роющие организмы модифицируют окружающую среду и регулируют доступ к ресурсам других организмов, являясь конструкторами новых экологических ниш и способствуя процессу видообразования [2]. Появление в истории биосферы организмов, способных перемешивать осадок, должно было привести к фундаментальным макроэволюционным сдвигам и макроэкологическим трансформациям. В ископаемой летописи первые признаки биотурбации появляются вблизи нижней границы кембрия [3, 4]. В этой связи огромный научный интерес представляет установление возможной связи данного события с глобальной перестройкой экосистем на границе венда и кембрия.

В породах протерозойского возраста впервые в осадочной летописи появляются достоверные ископаемые следы жизнедеятельности с менисковой структурой, однако это все следы горизонтального перемещения без признаков биотурбации [5, 6]. В Сибирском гипостратотипе венда, расположенном на Оленекском поднятии Сибири, в хатыспытской свите верхнего венда также широко распространены извилистые следы с менисковым заполнением *Nenoxites* [7]. Вверх по разрезу происходит усложнение морфологии следов. В нижней части свиты следы относительно простые, расположенные на поверхностях напластования, тогда как в верхней части свиты следы располагаются под разными углами к поверхностям напластования, появляются признаки интенсивной переработки осадка (биотурбации). Хатыспытская свита имеет вендский возраст. Об этом, в первую очередь, свидетельствует палеонтологическая характеристика самой хатыспытской свиты, в составе которой представлены отпечатки и слепки мягкотелых организмов (ископаемая биота авалонского типа) и уплощенные органостенные макроостатки (ископаемая биота миаохенского типа) [8]. Во-вторых, хатыспытская свита залегает под палеонтологически охарактеризованными отложениями туркутской свиты немакит-далдынского возраста, содержащими мелкие скелетные остатки организмов *Cambrotubulus decurvatus* [9]. Выше по разрезу туфобрекчия в осно-

вании кессюсинской свиты содержат цирконы, U–Pb возраст которых составил $543,9 \pm 0,24$ млн лет [10]. Таким образом, обнаруженные в хатыспытской свите признаки интенсивной переработки осадка являются древнейшими в мире.

Признаки биотурбации в хатыспытской свите, несмотря на вендский возраст, имеют выраженный фанерозойский облик. В верхней части свиты ихнотекстуры имеют настолько широкое распространение, что этот признак положен в основу выделения четвертой подсвиты. Четвертая подсвита хатыспытской свиты (видимая мощность 85 м) сложена чередованием пластов и пачек тонкослоистых известняков (от 15–25 см до 2,5–2,8 м), пластов известняков с грубой волнистой слоистостью (от 0,3–0,5 до 2,2–2,6 м) и относительно маломощных (от 3–4 см до 0,1–0,2 м, в редких случаях – до 0,8 м) интервалов переслаивающихся известняков и аргиллитов. Пласты грубоволнисто-слоистых известняков лишены признаков биотурбации, выдержаны по простиранию и могут быть использованы для более подробного расчленения и корреляции разрезов четвертой подсвиты. Кроме того, в нижней части подсвиты широко распространены тонкие прослои вулканических туфов, позволяющие выделять две пачки, из которых для нижней характерны слаболитифицированные, а для верхней – окремненные прослои туфов. В послонно описанном разрезе четвертой подсвиты хатыспытской свиты мощностью 47,26 м, расположенном в среднем течении руч. Анабыл (левый приток р. Хорбусуонки), выявлены пять литотипов отложений, различающихся степенью биотурбированности осадка, от небиотурбированных с тонкой слоистостью до практически полностью биотурбированных с реликтами слоистости. Результаты полевого изучения четвертой подсвиты хатыспытской свиты показали, что осадки в среднем были биотурбированы на 50–75% (рис. 1), что сопоставимо с отложениями фанерозойского возраста [11].

Различаются два типа сохранности ихнотекстур хатыспытской свиты: объемная и уплощенная (рис. 2). Результаты изучения под сканирующим электронным микроскопом и построения карт распределения элементов (Ca, Mg, Si, Al, K, S, Fe) показали, что объемная сохранность обусловлена избирательным раннедиагенетическим окремнением нор, а по составу менисковое заполнение нор не отличается от вмещающих отложений. Уплощенная сохранность характерна для отложений, которые подверглись процессам окремнения после уплотнения осадка. Менисковая структура нор уплощенной сохранности в большинстве случаев наблюдается только на поверхностях напластования.

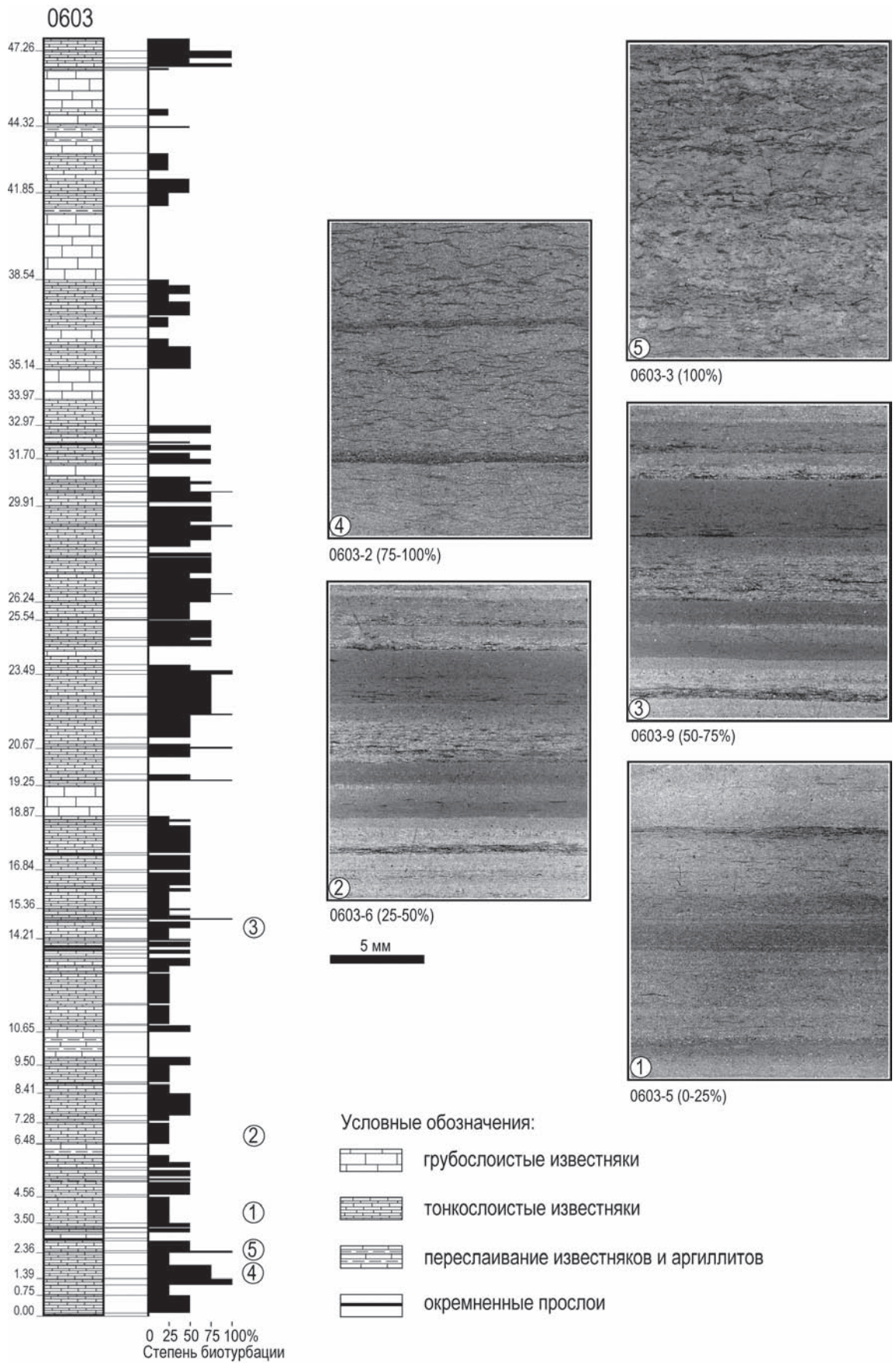


Рис. 1. Интенсивность биотурбации, установленная по ихнотекстурам в разрезе четвертой подсвиты хатыспытской свиты

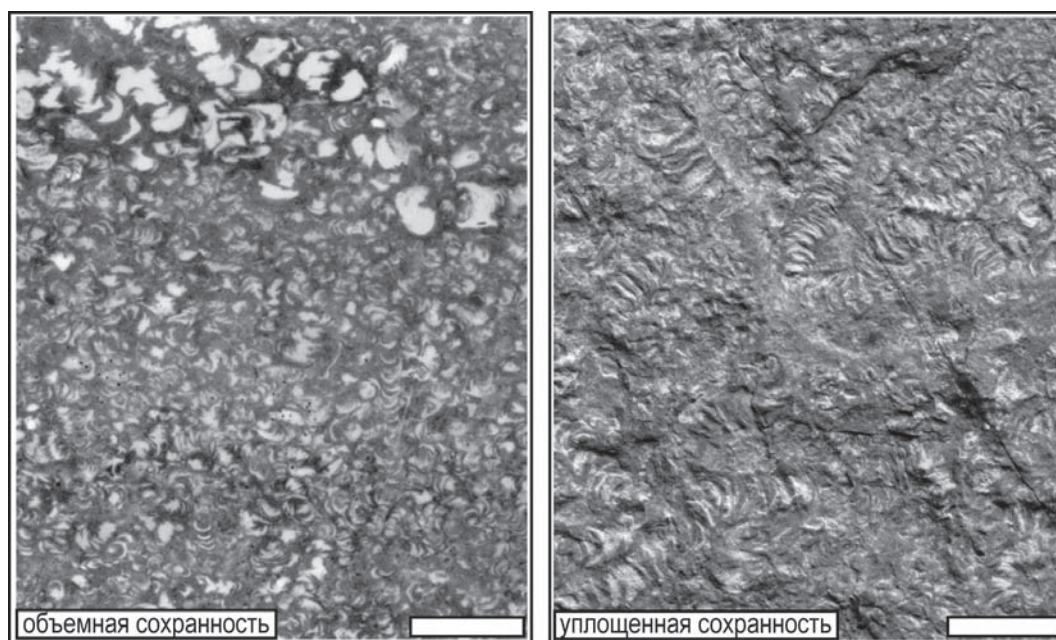


Рис. 2. Типы сохранности ихнотекстур хатыспытской свиты. Длина масштабной линейки 5 мм

Ископаемые следы жизнедеятельности с менисковой структурой широко распространены в верхневендских отложениях Евразии. *Nenoxites* впервые был описан из нижней части верховской свиты валдайской серии Юго-Восточного Беломорья [7], U–Pb возраст которой (цирконы из вулканических туфов в основании свиты) составил 558 ± 1 млн лет [12]. Похожие ихнофоссилии под названием *Podoliina* описаны из бронницких слоев ярышевской свиты могилев-подольской серии верхнего венда Подолии [13]. На Сибирской платформе, кроме Оленекского поднятия, ископаемые следы *Nenoxites* (под названием *Gaojiashania*) установлены в аймской свите [6] (по данным других авторов – в усть-юдомской свите [14]) на р. Юдома (Учуро-Майский регион). Pb–Pb-изохронный возраст усть-юдомской свиты составил 553 ± 23 (2 σ) млн лет [15].

Наконец, ископаемые следы жизнедеятельности *Nenoxites* (различные формы сохранности которых описаны как *Helanoichnus*, *Shaanxilithes* и *Palaeopascichnus*) характеризуют свиты Zhengmuguan и Dengying позднеэдиакарского возраста Китая [16]. U–Pb возраст цирконов из вулканических туфов подстилающей свиты Doushantuo составил $551,1 \pm 0,7$ млн лет [17]. Таким образом, организмы, способные совершать перистальтические движения в толще осадка с образованием менисковой структуры заполнения нор, появились, по крайней мере, 558 млн лет назад. По всей вероятности, при достаточной плотности популяций эти организмы были способны активно перемешивать осадок, как это наблюдается в обстановках карбонатного осадконакопления хатыспытской свиты.

В поздневендское и раннекембрийское время происходит усложнение морфологии и увеличение размеров следов, возрастает интенсивность и глубина перемешивания осадка роющими организмами. В на-

стоящее время глобальный стратотип границы кембрия проводится по первому появлению в ископаемой летописи ископаемых следов *Manyocodes* (*Treptichnus pedum*) [18], которые образовались на поверхности, разделяющей слой ила от вышележащего слоя песка в результате закономерного «опробования» осадка роющими организмам, возможно – приапулидами [19]. Обычно считается, что к нижней границе кембрия также приурочены первые признаки биотурбации осадка [3]. Следует отметить, что следы жизнедеятельности трептихрид, по типу поведения похожие на *M. pedum*, обнаружены в отложениях эдиакарского возраста Намибии [20, 21], а в глобальном стратотипе границы кембрия на острове Ньюфаундленд *M. pedum* найдены в отложениях эдиакарского возраста [22]. Признаки биотурбации осадка в хатыспытской свите Оленекского поднятия также имеют заведомо эдиакарский возраст. Таким образом, можно утверждать, что трептихниды и признаки биотурбации впервые появляются в отложениях эдиакарского возраста.

Согласно современным представлениям, признаки интенсивной переработки осадка в обстановках карбонатного осадконакопления впервые в ископаемой летописи появляются на границе томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия [23]. Результаты изучения хатыспытской свиты Оленекского поднятия показали, что интенсивное перемешивание осадка в обстановках карбонатной седиментации, во-первых, началось раньше, чем в алломосилкокластических осадках, а во-вторых, имеет поздневендский (донемакит-далдынский) возраст. Существует гипотеза, согласно которой появление биотурбации было вызвано прессом со стороны хищников [19]. Обнаруженные ихноценозы хатыспытской свиты имеют фундаментальное научное значение, так как показывают, что сложный многоуровневый характер

инфауновых сообществ сформировался в вендское время, задолго до появления хищников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке National Geographic Committee for Research and Exploration (гранты №№ 8227-07 и 8637-09), РФФИ (гранты № 09-05-00520 и 10-05-00953) и Программы РАН (проект 20.5 «Региональные схемы стратиграфии фанерозоя арктических территорий и акваторий России как основа для проектирования и проведения геологоразведочных работ в Северном Ледовитом океане»).

Литература

- Lohner A.M., Thrush S.F., Gibbs M.M. Bioturbators enhance ecosystem function through complex biogeochemical interactions // *Nature*. 2004. Vol. 431. P. 1092–1095.
- Erwin D.H. Ecosystem engineering, niche construction and macroevolution // *Trends in Ecology & Evolution*. 2008. Vol. 23. P. 304–310.
- Droser M.L., Li X. The Cambrian radiation and the diversification of sedimentary fabrics // *Ecology of the Cambrian Radiation*. N.Y.: Columbia University Press, 2001. P. 137–169.
- Droser M.L., Gehling J.G., Jensen S. When the worm turned: Concordance Early Cambrian ichnofabric and trace-fossil record in siliciclastic rock of South Australia // *Geology*. 1999. Vol. 27, № 7. P. 625–628.
- Liu A.G., McIlroy D., Brasier M.D. First evidence for locomotion in the Ediacara biota from the 565 Ma Mistaken Point Formation, Newfoundland // *Geology*. 2010. Vol. 38. P. 123–126.
- Zhuravlev A.Yu., Gamez Vintaned J.A., Ivantsov A.Yu. First finds of problematic Ediacaran fossil *Gaojiashania* in Siberia and its origin // *Geological Magazine*. 2009. Vol. 146. P. 775–780.
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда. М.: Наука, 1981. 100 с.
- Grazhdankin D.V., Balthasar U., Nagovitsin K.E., Kochnev B.B. Carbonate-hosted Avalon-type fossils in arctic Siberia // *Geology*. 2008. Vol. 36. P. 803–806.
- Карлова Г.А. Первые находки скелетной фауны в туркутской свите Оленекского поднятия // Доклады Академии наук СССР. 1987. Т. 292. С. 204–205.
- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of early Cambrian evolution // *Science*. 1993. Vol. 261. P. 1293–1298.
- Barras C.G., Twitchett R.J. Response of the marine infauna to Triassic-Jurassic environmental change: Ichological data from southern England // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2006. Vol. 244. P. 223–241.
- Grazhdankin D.V. Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution // *Paleobiology*. 2004. Vol. 30. P. 203–221.
- Гуреев Ю.А. Бесскелетная фауна венда // Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины / Отв. ред. В.А. Рябенко. Киев: Наукова думка, 1988. С. 65–81.
- Якшин М.С. Юдомская серия бассейнов Аима, Май в среднем течении и Юдомы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции: Сб. науч. тр. / Отв. ред. В.В. Хоментовский. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С. 66–79.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Pb–Pb-изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхнеюдомских карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 393. С. 83–87.
- Hua H., Chen Z., Yuan X. The advent of mineralized skeletons in Neoproterozoic Metazoa – new fossil evidence from the Gaojiashan Fauna // *Geological Journal*. 2007. № 42. P. 263–279.
- Condon D., Zhu M., Bowring S. et al. U–Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // *Science*. 2005. Vol. 308. P. 95–98.
- Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian–Cambrian boundary // *Episodes*. 1994. Vol. 17, № 1–2. P. 3–8.
- Dzik J. Behavioral and anatomical unity of the earliest burrowing animals and the cause of the «Cambrian explosion» // *Paleobiology*. 2005. Vol. 31. P. 503–521.
- Jensen S., Saylor B.Z., Gehling J.G., Germs G.J.B. Complex trace fossils from the terminal Proterozoic of Namibia // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 143–146.
- Jensen S., Runnegar B.N. A complex trace fossil from the Spitskop Member (terminal Ediacaran – Lower Cambrian) of southern Namibia // *Geological Magazine*. 2005. Vol. 142. P. 561–569.
- Gehling J.G., Jensen S., Droser M.L., Myrow P.M., Narbonne G.M. Borrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // 2001. P. 213–218.
- Droser M.L., Bottjer D.J. Trends in depth and extent of bioturbation in Cambrian carbonate marine environments, western United States // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 233–236.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

В.И. Сиротин

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В настоящее время в результате изучения Ближнего (Солнечная система), Среднего (наша галактика – Млечный Путь) и Дальнего Космоса (вся обозримая Вселенная) наметилось три направления (аспекта), аргументирующих время и место зарождения жизни.

1. Возникновение жизни в результате абиогенеза на Земле. Обзор наиболее древних (архейских) пород, содержащих органические соединения, дается в работе М. Кальвина «Химическая эволюция» [3]. По мнению этого автора, и в духе работ А.И. Опарина, Дж. Холдейна и Дж. Бернала [1, 3, 4], именно химическая эволюция

привела к возникновению живых систем на Земле. Эта традиционная точка зрения о том, что жизнь возникла на самой Земле. Альтернативная точка зрения о внеземном происхождении жизни изредка появлялась, но в основном представлялась не более чем фантазией.

II. *Сравнительно-планетологический аспект происхождения жизни на Земле.* Планетологи, занимающиеся исследованием эволюции Солнечной системы, приходят к выводу, что в ранние этапы своего существования она включала объекты, содержащие воду в жидком виде, – это важнейшее химическое соединение для поддержания жизни. Основу внутренних планет Солнечной системы составляют углистые хондриты CI, наиболее гидратированные, в которых содержится до 20% воды, они же богаты органическими соединениями. Новейшие данные, полученные с помощью марсоходов NASA, указывают на то, что на ныне «сухой» планете в далеком прошлом существовали мощные водные потоки, а температура более плотной атмосферы была более благоприятной для возникновения и поддержания жизни. Вполне возможно, что в этом прошлом на Марсе существовала жизнь. Не исключено, что какие-то формы жизни могут существовать под ледяной коркой в водном океане галилеева спутника – Европы. Самый крупный спутник Сатурна – Титан богат органическими соединениями в составе метановых рек. Конечно, сейчас на Титане свирепствует жесточайший холод и вряд ли приходится говорить о каких-либо признаках жизни. Но ведь мы не знаем, что было в далеком прошлом. На знойной Венере с ее плотной углекислой атмосферой и с давлением у поверхности 96 атм. и температурой 475°C допускается существование микроорганизмов в верхних слоях атмосферы. Кроме того, на ранних этапах своей эволюции она могла напоминать Землю. Даже Меркурий с его рекордными температурами поверхности (250–500°C в дневное время и 180°C в ночное) и с отсутствием атмосферы мог в далеком прошлом быть носителем предбиологических форм жизни, особенно если допустить, как предполагают некоторые планетологи, что он образовался на некотором удалении от Солнца, но затем был «вбит» на современную орбиту крупным ударом, подобным тому, что вызвал образование Луны. Таким образом, аргументы в пользу гипотезы внеземного происхождения жизни сохраняются, тем более что огромные расстояния, разделяющие планеты Солнечной системы, не представляются теперь непреодолимым препятствием. Известно, что несколько десятков метеоритов, найденных на Земле, имеют марсианское и лунное происхождение, о чем свидетельствует состав газов, заключенных в их порах. Биологи тем временем обнаружили на Земле микроорганизмы, способные выдержать космическое путешествие, находясь внутри метеорита. Таким образом, в попытках ответить на сложные вопросы современной науки: где и когда зародилась жизнь, необходимо иметь в виду сравнительно-планетологический аспект этой сложной и еще нерешенной проблемы.

III. *Космический аспект происхождения жизни на Земле.* Последние исследования Космоса с помощью инфракрасного излучения позволяют предполагать более древнее возникновение и существование предбиологических систем [2], во всяком случае, с возрастом значительно более древним, чем возраст Земли и Солнечной системы в целом. В рамках этой концепции вопрос о происхождении жизни необходимо ставить значительно шире как в пространственном аспекте (выходя за пределы Солнечной системы), так и во временном аспекте (выходя за пределы земного возраста зарождения жизни в 3,7–3,8 млрд лет). При таком подходе неизбежно возникает проблема участия в возникновении жизни космического «семени» и необходимых условий его прорастания и развития.

Наблюдение звездного неба во всех ИК-диапазонах принесло много открытий [2]: например, все небо оказалось «засыпанным» красными и коричневыми карликами, в среднем диапазоне засветилась пыль, сосредоточенная в окрестностях многих звезд, появились еще не сформировавшиеся звезды, окутанные газово-пылевыми облаками. Наконец, в дальнем ИК-диапазоне (100–200 мкм) картина неба кардинально изменяется – пропадают все, даже самые яркие звезды, наступает царство «инфракрасного неба»: Млечный Путь светится целиком, но не звездами, а межзвездной пылью, обнаруживаются светящиеся облака, в которых рождаются звезды, в том числе проплиты.

Получена важнейшая информация, что скрывается за огромными объемами холодной космической пыли. В спектрах протопланетных дисков были найдены полосы поглощения водяного льда, а спектральное изучение холодных облаков межзвездного молекулярного водорода привело к открытию в них кислорода, воды, метана и даже кристаллических кремниевых соединений.

Но особый интерес вызывает обнаружение в среднем ИК-диапазоне многоатомных органических молекул – это полициклические ароматические гидрокарбонаты, или ПАИ (Polycyclic Aromatic Hydrocarbons). Причем их излучение наблюдается в спектрах не только межзвездной среды нашей Галактики, но и в газовой среде в других галактиках, в том числе и самых далеких. Эти молекулы довольно устойчивы к высоким температурам и радиации. Поскольку звезды и планеты рождаются из газопылевого межзвездного газа, часть ПАИ-молекул вполне могла выжить в суровых условиях при образовании планет и оказаться в их атмосферах и на поверхности. Возможно, именно здесь надо искать ключ для объяснения возникновения первых следов жизни.

Учитывая вышесказанное, можно сделать следующий вывод: по крайней мере, важнейшие элементы жизни, то, что мы обычно называем предбиологической эволюцией, уже существовали изначально, задолго до образования Солнечной системы сначала в Дальнем Космосе, охватывающем всю Вселенную в целом, а затем в Среднем Космосе (Млечном Пути),

а после этого они «перекочевали» в Солнечную систему.

Итак, после Большого взрыва (~13,70 млрд лет назад) спустя 1 млн лет и далее в течение 100 млн лет происходило образование звезд и галактик первого поколения, а в их недрах более тяжелых элементов: Li, Be, B, C, N, O и т.д. до Fe включительно.

Водород, дейтерий и гелий возникли раньше – в эру космологического нуклеосинтеза (3 мин 44 с – 4 мин 14 с).

Вследствие охлаждения и расширения Вселенной появляются силикатные частицы в виде облаков пыли, в которой уже были предбиологические минеральные агрегаты, сформировавшиеся в результате, возможно, первых вспышек новых и сверхновых звезд. Эта была первая предпосылка для возникновения жизни во Вселенной.

К моменту времени образования нашей галактики, принадлежащей к семейству галактик 2-го и 3-го поколений (около 3,5 млрд лет от начала Большого взрыва или около 10 млрд лет назад) и тем более к моменту образования Солнечной системы (около 4,55 млрд лет назад) Вселенная в целом и наша Метагалактика содержали достаточное количество предбиологиче-

ской субстанции. Это было время предбиологической эволюции, на которое требуется не менее нескольких миллиардов лет, т.е. фактически она начиналась со времени образования Млечного Пути.

В этом случае снимается «трудный вопрос» о кратковременности предбиологической эволюции, который возникал неизбежно, если истоки жизни связывались только с Солнечной системой и с Землей, т.е. с возрастом 3,8 млрд лет.

Таким образом, анализ литературы о происхождении жизни за последние 15–20 лет позволяет предполагать, что в зарождении нашей биосферы, возможно, не обошлось без космического «семени».

Литература

1. Бернал Дж. Возникновение жизни. М.: Мир, 1969. 392 с.
2. Засов А.В. Инфракрасное небо // Земля и Вселенная. 2008. № 4. С. 3–16.
3. Кальвин М. Химическая эволюция. Молекулярная Эволюция, приводящая к возникновению живых систем на Земле и на других планетах. М.: Мир, 1971. 40 с.
4. Кометы и происхождение жизни. М., 1984. 228 с.

НЕВЛАНДИЕВАЯ БИОТА (ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ)

О.В. Сосновская

ОАО «Красноярскгеолсъемка», г. Красноярск, Россия

Под невландиевой биотой (НБ) понимается сообщество ископаемых организмов макроскопических размеров и объемной формы, встречающихся совместно в отложениях верхнего протерозоя – нижнего кембрия (томмот). Одним из представителей биоты и наиболее известным является род *Newlandia* Walc. Ранее окаменелости включались в «невландиевую проблематику» [7].

Впервые НБ описана из отложений надсерии Белт (Belt Supergroup), развитой в Скалистых горах (штат Монтана, Северная Америка), Ч. Уолкоттом в 1914 г. [20]. Она найдена на поле местным фермером, который и передал ее на изучение. Окаменелости были привязаны к толще, известной как «Newland limestone». Возраст этих отложений в настоящее время определяется среднерифейским. Датировки верхней части надсерии составляют 1,4–1,5 млрд лет [16]. В известняках *Newland* описаны *Newlandia frondosa* Walc., *N. lamellosa* Walc., *N. concentrica* Walc., *N. major* Walc., *Camasia spongiosa* Walc., *Copperia tubiformis* Walc., *Greysonia basaltica* Walc. Ч. Уолкотт отнес их к строматолитам.

В конце 20-х гг. прошлого столетия НБ обнаружена в докембрии Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Изучением группы занимались

П.С. Краснопеева [4], В.А. Шипицын [15], А.Г. Попелов и С.Л. Тарновский [5], О.В. Сосновская [9–14], Г.Н. Багмет [1]. Сейчас эти окаменелости известны во многих пунктах данного региона. В Кузнецком Алатау они встречаются в отложениях главстатской свиты у д. Главстан на р. Сарала, сыннигской, тюримской, арамонской и кульбюрстюгской свит в бассейне рр. Карыш-Сон, Тюрим-Кульбюрстюг, в ряде пунктов по р. Белый Июс (д. Беренжак, падь Сынниг, р. Каратас и др.), окрестностях пос. Коммунар и др., биджинской и сорнинской свитах хр. Азыр-Тал и бассейна р. Большая Ерба (окрестности Лощенкова лога), теренсукской свите пос. Тамалык и др. [6]. В Манском прогибе (Восточный Саян) окаменелости обнаружены в манской, беретьской, бахтинской и жистыкской свитах. В Горной Шории они известны в унушкольской и кабырзинской свитах. В Горном Алтае (Уймено-Лебедской прогиб) пока известно одно местонахождение НБ вблизи Телецкого озера в толще венда – нижнего кембрия (?) неясного стратиграфического положения. На территории Тувы НБ встречается в нарынской свите бассейна р. Нарын. Возраст перечисленных свит определяется от позднего рифея по ранний кембрий (ранний томмот).



Рис. 1. Местонахождения невландиевой биоты:

- 1 – Монтана, Скалистые горы; 2 – Алтае-Саянская складчатая область; 3 – Патомское нагорье;
 4 – внутренние районы Сибирской платформы (р. Илимпея), 5 – Малый Хинган; 6 – Тянь-Шань; 7 – Намибия;
 8 – Кимберли (Австралия); 9 – Балтийский щит; 10 – Индия, штат Бихар; 11 – Индия, штат Химачал-Прадеш

В этих пунктах обнаружены как североамериканские представители НБ (*Newlandia frondosa* Walc., *N. lamellosa* Walc., *N. concentrica* Walc., *N. major* Walc., *Camasia spongiosa* Walc.), так и множество других, весьма разнообразных. Среди них к настоящему времени описаны невландииды *Newlandia subtila* Krasn., *N. ussovi* Krasn., *N. tschurakovi* Krasn., *Volodia annulata* Sosn., *Clathristroma tarnovskii* Posp., *Synnigia baculiferens* Sosn. и др., камазииды *Camasia compacta* Sosn., *C. fruticulata* Sosn., *C. ordinata* Sosn., *C. crispa* Schip. et Sosn., *C. exigua* Sosn., *C. inaequalis* Sosn., *C. (?) producta* Sosn., *C. conglutinata* Schip. et Sosn., *C. recta* Schip. et Sosn., *Plumifascicularia dentata* Schip. et Sosn., *P. media* Sosn., *P. multiramosa* Sosn., *Tridia koptevi* Schip., *T. salebrosa* Sosn., *Tricuspidatia trigonata* Sosn., *T. plumata* Sosn., *Caryschia cyathiformis* Sosn., *C. alveolata* Schip., *C. magna* Sosn., *C. grandis* Sosn., саралинскииды *Saralinskia boulinnikovii* Krasn., *S. glomeria* Krasn., *S. serrata* Krasn., *S. stellata* Krasn. и др.

В разрезе докембрия–нижнего кембрия АССО выделены пять комплексов НБ, которым придается стратиграфическое значение [14].

На территории России и прилегающих государств (кроме АССО) окаменелости НБ известны на Патомском нагорье, Хингане, Сибирской платформе и Тянь-Шане.

На Патомском нагорье НБ обнаружена в районе д. Мача (у пос. Нохтуйск) [2]. Окаменелости содержатся в темно-серых известняках в нижней части тинновской свиты поздневендского возраста. Они представлены камазиидами сем. Tridiidae: *Tridia* sp. и *Tricuspidatia* sp. В.П. Колосовым остатки рассматриваются как «проблематичные органические образования *Camasia* Walcott» и отнесены к *Algae incertae sedis*.

В пределах внутренних районов Сибирской платформы (р. Илимпея – левый приток р. Нижняя Тунгуска) пока известно единственное местонахождение камазиид (*Tridia neschumaevi* Sosn.) в оскобинской свите верхнего венда (Скв. Хошонская-256, глубина 3736,5 м) [14].

Все остатки НБ на Малом Хингане происходят из отложений, которые ранее обычно включались в состав лондаковской свиты раннекембрийского возраста, завершающей разрез хинганской серии протерозоя–нижнего кембрия. Однако по заключению К.Л. Пака и др. [8], эти известняки имеют докембрийский (вендский) возраст и более низкое стратиграфическое положение. Такого же мнения придерживался В.В. Пятилетов (письменное сообщение).

Представители НБ на Малом Хингане известны в бассейне р. Биджан и междуречье Самары и Манч-

журки. Первоначально они принимались за кораллы. В коллекциях, одна из которых подарена К.Л. Паком, а другая передана на изучение В.В. Пятилетовым, автором определены обильные тридииды, среди которых многочисленны *Tridia koptevi* Schip., а также пластообразные саралинскииды.

Тянь-Шань – место широкого распространения НБ. По данным В.С. Корсакова и др. [3], окаменелости обнаружены в кокпатасской свите на юге гор Букантау (*Newlandia aff. subtila* Krasn., *Clatristroma* sp., камазииды родов *Tridia* и *Caryschia*, саралинскииды, в том числе рода *Saralinskia*), в стратотипе тасказганской свиты на юге хр. Тамдытау (камазииды тридииды), суялташской свиты (*Tridia koptevi* Schip., *T. sp.*, *Camasia aff. modica* Sosn., *Caryschia* sp., саралинскииды) и богамбирской свиты (*Clatristroma tarnovskii* Posp., *C. sp.*) хр. Северный Нурагау. Перечисленные свиты имеют позднепротерозойский возраст.

В Африке пока описано одно местонахождение НБ в южной части Намибии вблизи города Rietoog [21]. Окаменелости обнаружены в отложениях Omkyk Member (Kuibis Subgroup) группы Нама в пределах рифового комплекса Driedoornvlagte. Подошва слоев Hoogland Member, которые непосредственно лежат на Omkyk, датирована в 548,8 ± 1 млн лет (поздний венд). НБ представлена *Namapoikia rietoogensis* Wood et al., которая отнесена к беспозвоночным (губки или книдарии).

В Австралии представители НБ встречаются в отложениях формации «Stromatolite Beds» в районе Кимберли (Западная Австралия) [22, 23]. Здесь в бассейне Ord River в районе озера Argyle еще с 1924 г. известны пестроцветные пятнистые и полосчатые горные породы, названные «Zebra Rock». Породы добываются и используются в декоративных целях. Среди них встречаются образования, которые рассматриваются как органогенные (строматолиты) и сравниваются с *Copperia tubiformis* Walc.

Окаменелости обнаружены в коротких линзах среди позднепротерозойских глинистых пород, возраст которых составляет около 670 млн лет [22].

На Балтийском щите определения *Newlandia* известны из отложений иотния среднего рифея. Они упоминаются как цианобактериальные постройки [18].

Есть сведения о находках невландий в Индии в рифейских отложениях Semgi group штата Bihar [17] и Shali Formation штата Himachal Pradesh [19]. Окаменелости отнесены к строматолитам. Описан новый вид *Newlandia minuta* Maithy.

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. Географическое распространение находок НБ достаточно широкое: к настоящему моменту они сделаны практически на всех континентах.

2. Наибольшее количество местонахождений расположено в вендских (неопротерозой) отложениях, меньше – в рифее (неопротерозой и мезопротерозой)

и единственное – в нижней части томмота нижнего кембрия.

Литература

1. Багмет Г.Н. Новое местонахождение невландиевой проблематики в бассейне рек Иогач и Самыш (Горный Алтай) // 300 лет горно-геологической службы России: Матер. конф. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2000. С. 176–177.
2. Колосов П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирской платформы. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1984. 84 с.
3. Корсаков В.С., Абдуазимова З.М., Асатуллаев Н.Р. и др. Новые данные по биостратиграфии древних толщ западного Узбекистана // Узбекский геологический журнал. 1992. № 2. С. 3–10.
4. Краснопева П.С. Альгонская флора и фауна Саралинского района Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии Красноярского края. 1939. № 8. 32 с.
5. Поспелов А.Г., Тарновский С.Л. Методика изучения, систематика и классификация фитогенных образований и проблематики верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1978. 69 с.
6. Радугин К.В. Элементы стратиграфии и тектоники Горной Шории // Материалы по геологии Западно-Сибирского края. Томск, 1936. № 37. 78 с.
7. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1: Верхний докембрий и нижний палеозой. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
8. Роганов Г.В., Пак К.Л., Нагорный В.А., Горбачев Г.Д. О находках невландиевой проблематики в древних отложениях Малого Хингана // Тихоокеанская геология. 1987. № 5. С. 63–69.
9. Сосновская О.В. Камазиидные (трубчатые) окаменелости докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1982. 16 с.
10. Сосновская О.В. Морфология и систематика докембрийских окаменелостей семейства Tridiidae (Camasiida) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 142–155.
11. Сосновская О.В. Этапность развития и экология камазиид в докембрии // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, 1990. С. 26–34.
12. Сосновская О.В. Невландиевая проблематика Манского прогиба (Восточный Саян) // Эволюция жизни на Земле (матер. III Междунар. симп.). Томск: ТГУ, 2005. С. 101–103.
13. Сосновская О.В. Об изменениях и дополнениях в проект Региональной стратиграфической схемы верхнепротерозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири (матер. конф.). Красноярск: Изд-во ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2010. С. 190–197.
14. Сосновская О.В. Первая находка камазиид (невландиевая проблематика) в докембрии Сибирской платформы // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2010. С. 16–21.

15. Шипицын В.А. Стратиграфия и палеонтология верхнего протерозоя восточной части Кузнецкого Алатау: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1975. 18 с.
16. Evans K.V., Aleinikoff J.H., Obradovich J.D., Fanning C.M. SHRIMP U–Pb geochronology of volcanic rocks, Belt Supergroup, Western Montana: evidence for rapid deposition of sedimentary strata // Canadian Journal of Earth Sciences. 2000. Vol. 37. P. 1287–1300.
17. Maithy P.K. Small stromatolites of the middle Proterozoic, Semri Group, Vindhyan Supergroup from the Rohtas, Bihar // Himalayan Geology. 1989. № 13. P. 83–86.
18. Данчев Р., Данчев Ю. Слънчевата система. София: Ареал България ЕООД, 2008. С. 169.
19. Sinha A.K. Riphean stromatolites from western Lower Himalaya, Himachal Pradesh, India // Flugel E (Ed.) Fossil Algae: Recent Results and Developments, Springer Verlag. Berlin, 1977. P. 87–100.
20. Walcott Ch.D. Pre-Cambrian algonkian algal flora // Smith-Miscell. Coll. 1914. Vol. 64, № 2. P. 77–156.
21. Wood R.A., Grotzinger J.P., Dickson J.A.D. Proterozoic Modular Biomineralized Metazoan from the Nama Group, Namibia // Science. 2002. Vol. 296. P. 2383–2386.
22. <http://www.gemrockauctions.com/auctions/zebra-rock>
23. <http://www.indiana9fossils.com/Stromatolite/Australia-Copperia>

БИОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МИКРОФОССИЛИЙ СРЕДНЕГО РИФЕЯ ОЛЕНЕКСКОГО И УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЙ

А.М. Станевич¹, Е.Н. Максимова², Т.А. Корнилова¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Иркутский государственный педагогический университет, г. Иркутск, Россия

Из морских терригенных отложений среднего рифея Оленекского и Уджинского поднятий (районов) получены новые ассоциации органостенных микрофоссилий [1–3]. Уджинское поднятие представляет собой осевую зону рифтогенной системы с вулканизмом щелочного состава. Отложения Оленекского поднятия формировались в амагматичных обстановках восточного плеча рифта. Для обоих районов характерны мощные толщи строматолитовых карбонатов. Оригинальный материал полученных микробиот позволяет наметить палеобиологическую принадлежность ряда давно известных и новых морфотипов акритарх.

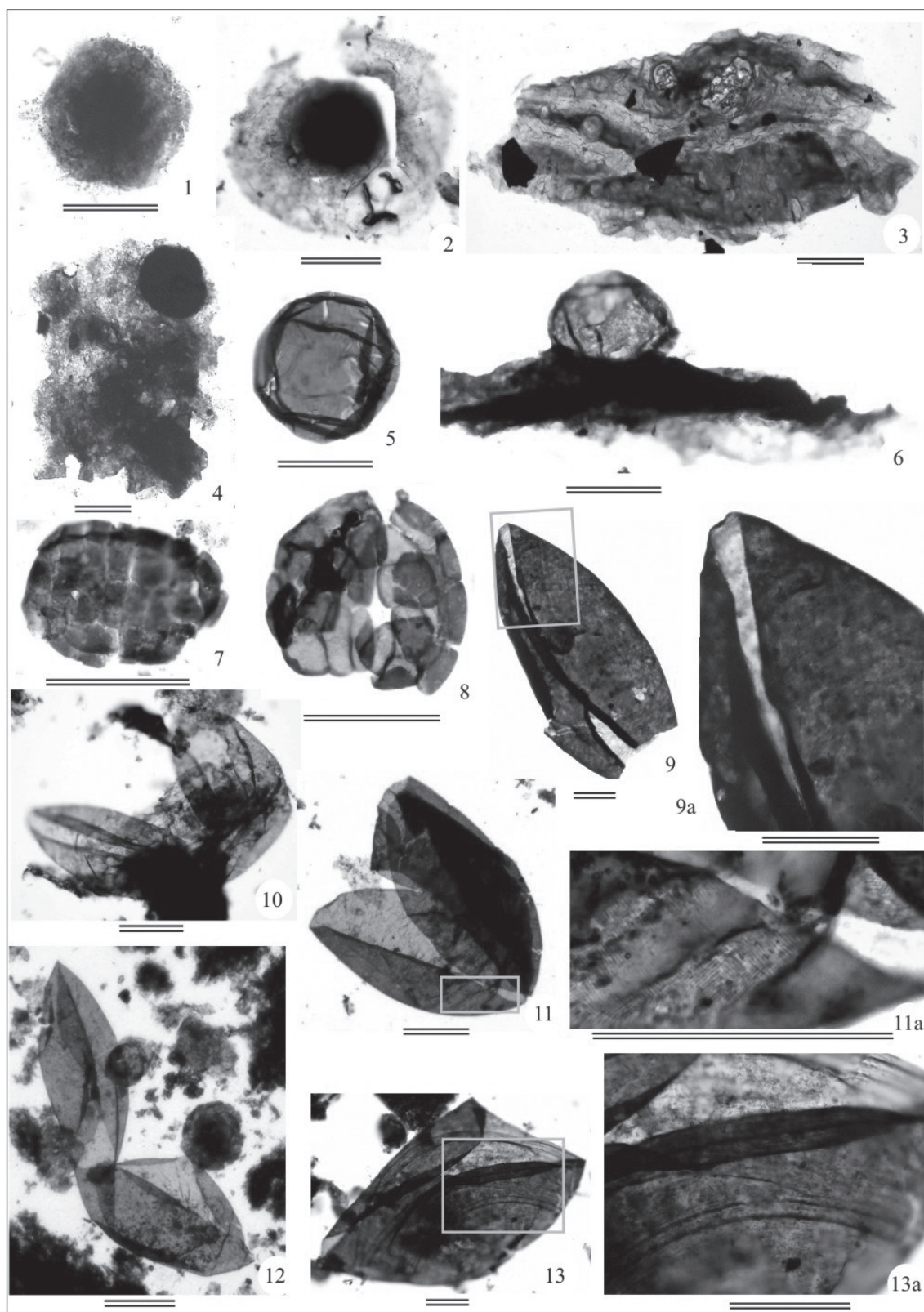
Ассоциации микрофоссилий обоих районов содержат формы, относящиеся к нескольким различным растительным сообществам. Для ряда форм бесспорно устанавливается принадлежность к цианобактериям, видимо, снесенных с прибрежных зон их обитания и формирования фитолитовых карбонатных построек. Во всех отложениях присутствуют сфероморфные оболочки родов *Leiosphaeridia* Eis. и реже *Simia* Mikh. et Jank., которые иногда наблюдаются в составе фрагментов растительной ткани (табл. I, фиг. 1–6). Крупные размеры, паренхиматическое строение слоевищ и несомненная связь их с вероятными репродуктивными органами, позволяет отнести их к многоклеточным эукариотным водорослям. Все они, скорее всего, отражают фрагменты единого биоценоза бурых водорослей, представляющих бентос литорали, остатки зарослей которого мы наблюдаем только в виде неоднократно перенесенных фрагментов [1, 4].

Среди форм ладьевидного и округлого строения нередки экземпляры, имеющие округлые отверстия (рис. 1, фиг. 2, 3). В дебенгдинской свите обнаружена форма, где отверстие обрамлено равномерными и правильными бугорочками (см. рис. 1, фиг. 3).

Эта структура может быть интерпретирована как конъюгирующий канал, развивающейся при половом размножении современных зеленых водорослей порядка *Desmidiiales* (Meneghinii) Pascher. Наличие разных переходных форм между акритархами различных родов позволяет сопоставить их ряды с циклом конъюгатного развития десмидиевых водорослей (см. рис. 1). Многие морфологические признаки современных форм десмидиевых приобретаются или утрачиваются в течение жизни одного индивидуума или смене способа размножения в зависимости от изменения среды.

Так, в определенный период взросления особь (стадия зиготы) может приобретать утолщенную оболочку, усложненную гранулами, бородавками и шипами. Все это в полной мере наблюдается в полученном нами материале. Для десмидиевых характерно наличие полового размножения по типу конъюгации. Зигота образуется в результате слияния безжгутиковых апланогамет. Предшествует слиянию образование копулирующими клетками цитоплазматических бугорков, которые растут навстречу друг другу, образуя копуляционный канал. Через некоторое время в месте канала происходит слияние протопластов и образуется зигота, отделяющаяся от пустых оболочек слившихся гамет.

В хапчаньской и уджинской свитах Уджинского поднятия встречены разнообразные представители родов акритарх *Satka* Jank. и *Valeria* Jank. Судя по строению, *Satka* Jank., видимо всего, являлись колониальными водорослями (см. табл. I, фиг. 7, 8). Наличие шаровидных форм типовых представителей *Valeria lophostriata* Jank. (см. табл. I, фиг. 13) и форм с двумя раскрытыми створками (см. табл. I, фиг. 9–12), имеющих сходную тонкослоистую структуру, указывает,



Объяснение к таблице

Органостенные микрофоссилии арымасской (1, 3, 4), дебенгдинской (2, 6), хапчаньской (5, 7, 8), уджинской (9–13) свит

Фиг. 1, 2 – *Simia* Mikh. et Jank. Фиг. 3 – Фрагмент слоевища водорослей. Фиг. 4 – Форма (спора) на обрывке растительной пленки. Фиг. 5 – *Leiosphaeridia* Eis. Фиг. 6 – Обрывок слоевища со спорангием (?) – акритарха *Leiosphaeridia* Eis. Фиг. 7, 8 – *Satka* Jank. Фиг. 9–12 – *Macroptycha* sp. (ad lib. Valeria sp.). Фиг. 13 – *Valeria lophostriata* Jank.
Размер двойной линейки 50 мкм

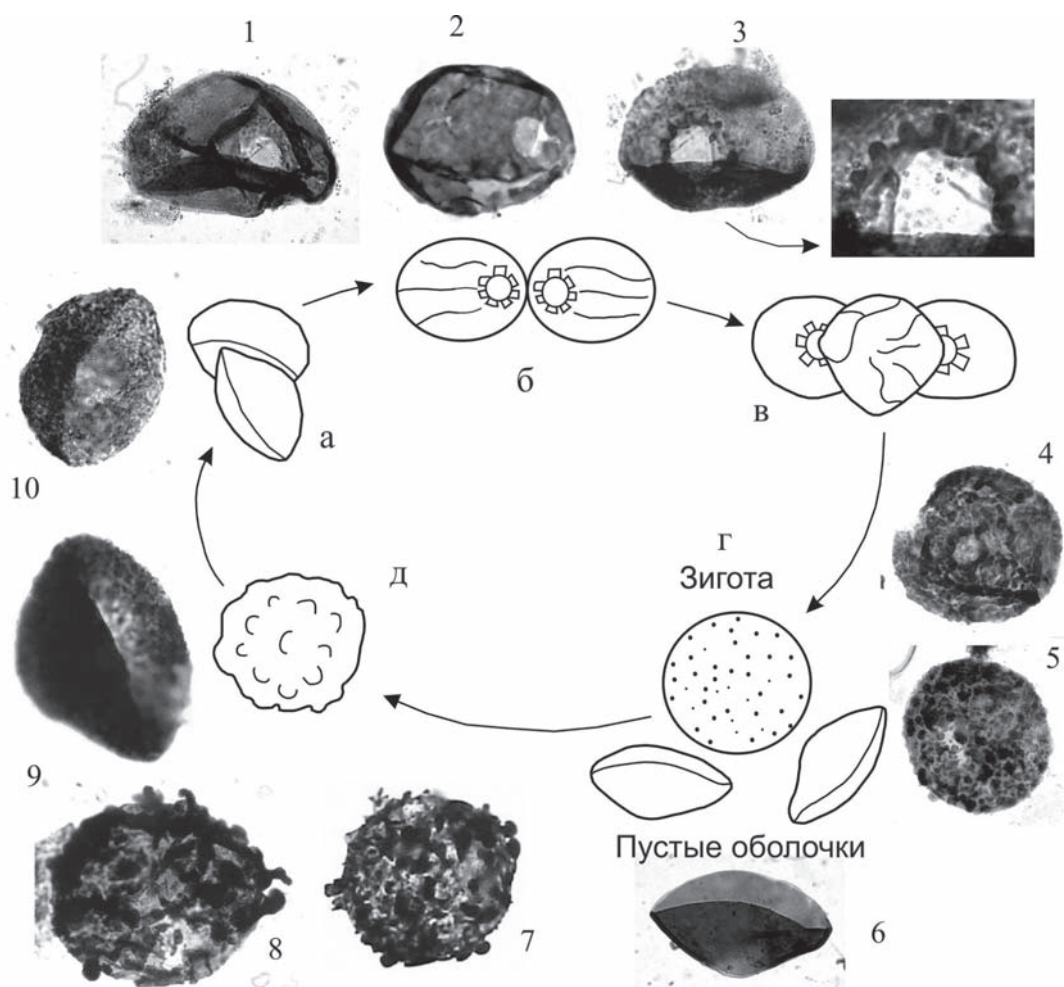


Рис. 1. Схема конъюгации десмидиевых зеленых водорослей и морфологический ряд акритарх дебенгдинской свиты, соответствующий этой схеме. Основные стадии развития: а – стадия сближения; б – формирование капсуляционного канала; в – слияние содержимого клеток; г – формирование зиготы; д – утолщение и орнаментация оболочки зиготы. Формы акритарх: фиг. 1, 2 – *Leiosphaeridia kulgunica* Jank.; фиг. 3 – *Leiosphaeridia (?) kulgunica* Jank.; фиг. 4, 5, 7, 8 – *Lophosphaeridium insuetum* Stan.; фиг. 6 – *Scaphyta eniseica* Tim.; фиг. 9, 10 – *Scaphyta* sp. (*ad lib.* *Lophosphaeridium* sp.). Размеры акритарх от 70 до 95 мкм

скорее всего, на разные физиологические стадии развития одного организма. Обращает на себя внимание четкая концентрическая структура слоев, в некоторых случаях имеющая два полюса, из-за чего формируются биполярные концентрические формы.

Общеизвестно, что основу клеточной стенки всех растений, в том числе и водорослей, составляют молекулы целлюлозы, собранные в сложные пучки – фибриллы, создающие структурный каркас оболочки, погруженный в матрикс, состоящий из гемицеллюлоз, пектинов и гликопротеидов. Степень кристалличности микрофибрилл, их диаметр, длина, расположение и соотношение кристаллической и паракристаллической зон сильно варьируют в зависимости от вида и возраста клетки. Микрофибриллы могут объединяться в отдельные группы или слои (макрофибриллы) толщиной 0,4–0,5 мкм, видимые в световой микроскоп [5]. Морфологическая структура и размеры сфероидных форм акритарх, несущих концентрическую скульптуру, соотносятся с разными стадиями развития со-

временных представителей семейства Chlorellaceae Brunth. У акритарх, как и у последних, образование форм с раскрывшимися створками можно рассматривать как результат освобождения дочерних клеток из спорангия путем разрыва оболочки на две равные доли. Другие шаровидные формы с четкими скульптурированными оболочками, отмеченные вместе со слоистыми формами, могут также рассматриваться как спорангии зеленых хлорококковых водорослей. Образование скульптурированности, ребристости и прочей орнаментации является результатом подготовки клетки к делению и перенесению неблагоприятных условий среды.

Проводя корреляцию акритарх с современными формами, следует учитывать экологические условия в период формирования древних микробит, что могло привести к существованию некоторых морфологических признаков, которые элиминировались в процессе естественного отбора. Поэтому некоторые признаки древних представителей могут не укладываться

в современную систематику водорослей. Принимая сравнение акритарх из среднерифейских отложений с зелеными водорослями, можно предположить, что, вероятно, основные принципиальные основы защитных функций водорослевых клеток были созданы в начале мезопротерозоя или даже в нижнем протерозое. Подтверждением этому служат находки акритарх родов *Valeria* Jank. в нижнем рифее [6].

Литература

1. Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009а. Т. 17, № 1. С. 23–40.
2. Станевич А.М., Гладкочуб Д.П., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Карманов Н.С. Микрофоссилии Уджинской свиты рифея севера Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета. 2009б. Т. 315, № 1. С. 5–10.
3. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Травин А.В., Мазукабзов А.М., Константинов К.М., Юдин Д.С., Корнилова Т.А. Уджинский мезопротерозойский палеорифт (север Сибирского кратона): новые данные о возрасте базитов, стратиграфии и микрофитологии // Доклады РАН. 2009. Т. 425, № 5. С. 642–648.
4. Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.
5. Ченцов Ю.С. Введение в клеточную биологию: Учебник для вузов. 4-е изд., перераб. и доп. М.: Академкнига, 2005. 342 с.
6. Javaux E.J., Knoll A.H., Walter M. Recognizing and interpreting the fossils of early eukaryotes // Origins of Life and Evolution of the Biosphere. Klumer Acad. Publ. Netherlands, 2003. Vol. 33. P. 75–94.

КЛОУДИНЫ ТАРЖУЛЬСКОЙ СВИТЫ (ПОЗДНИЙ ВЕНД–РАННИЙ КЕМБРИЙ) КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

А.А. Терлеев¹, О.В. Сосновская², Д.А. Токарев¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² ФГУПП «Красноярскгеолсъемка», г. Красноярск, Россия

В стратиграфии верхнего докембрия разрезы восточного склона Кузнецкого Алатау являются эталонными для всей Алтае-Саянской складчатой области [2]. Это определяется наличием непрерывного разреза от рифея до нижнего кембрия, обилием органических остатков (микрофитолиты, строматолиты, эдиакарская фауна, невландиевая проблематика, водоросли, спикулы губок и др.), прекрасной обнаженностью и легкодоступностью. Однако несмотря на то, что этот регион в геологическом, стратиграфо-палеонтологическом отношении изучается более 100 лет, многие вопросы до сих пор служат предметом многочисленных дискуссий. Поэтому любые находки палеонтологических остатков, свидетельствующих о возрасте вмещающих отложений, имеют большое значение для стратиграфии данного района.

В Катюшкинской синклинали (бассейн р. Сон) в ее западной части в правых бортах р. Карыш, лог Карасугский вскрыт следующий разрез (рис. 1) [2, 3]: сыннигская свита представлена верхней частью, сложенной темно-серыми кремнистыми пиритовыми сланцами, дресвяниками и известняками. Мощность 200 м.

Большая часть вышерасположенной тюримской свиты имеет однообразный карбонатный состав. Известняки серые и темно-серые, плитчатые, слоистые, в нижней части свиты иногда содержат рассеянные в породе или послойно расположенные мелкие окрем-

ненные «шарики», в верхней части могут быть слегка запесоченными.

Органические остатки представлены невландиевой биотой: камазидами *Camasia fruticulata* Sosn., *C. crispa* Sosn., невландидами *Newlandia subtila* Krasn. и др. Мощность 800–900 м. Разрез завершается известняками с прослоями кремнистых сланцев, выделяемыми в «арамонскую пачку». Камазииды: *Tridia koptevi* Schip., *T. salebrosa* Sosn., *Tricuspidatia trigonata* Sosn., разнообразные *Plumifascicularia* и др. Представители комплекса известны в вендских отложениях Патомского нагорья, внутренних районов Сибирской платформы, Малом Хингане, Тянь-Шане. Мощность пачки 200 м.

Кульбюрстюгская свита согласно залегает на арамонской пачке. Свита сложена преимущественно вулканогенными породами (эффузивами основного и среднего состава и их туфами), туфопесчаниками. Карбонатные породы, представленные известняками и доломитами, слагают единичные линзы (?) и глыбки. В известняках обнаружены водоросли *Botomaella*.

Разрез завершается таржульской свитой, сложенной светло-серыми и серыми массивными и слоистыми доломитами и известковыми доломитами, серыми кварцитами. Взаимоотношения с подстилающими отложениями несогласные. В доломитах определены микрофитолиты *Vesicularites miscellus* M.Step., *V. aff. concretus* Z.Zhur., *V. pusillus*

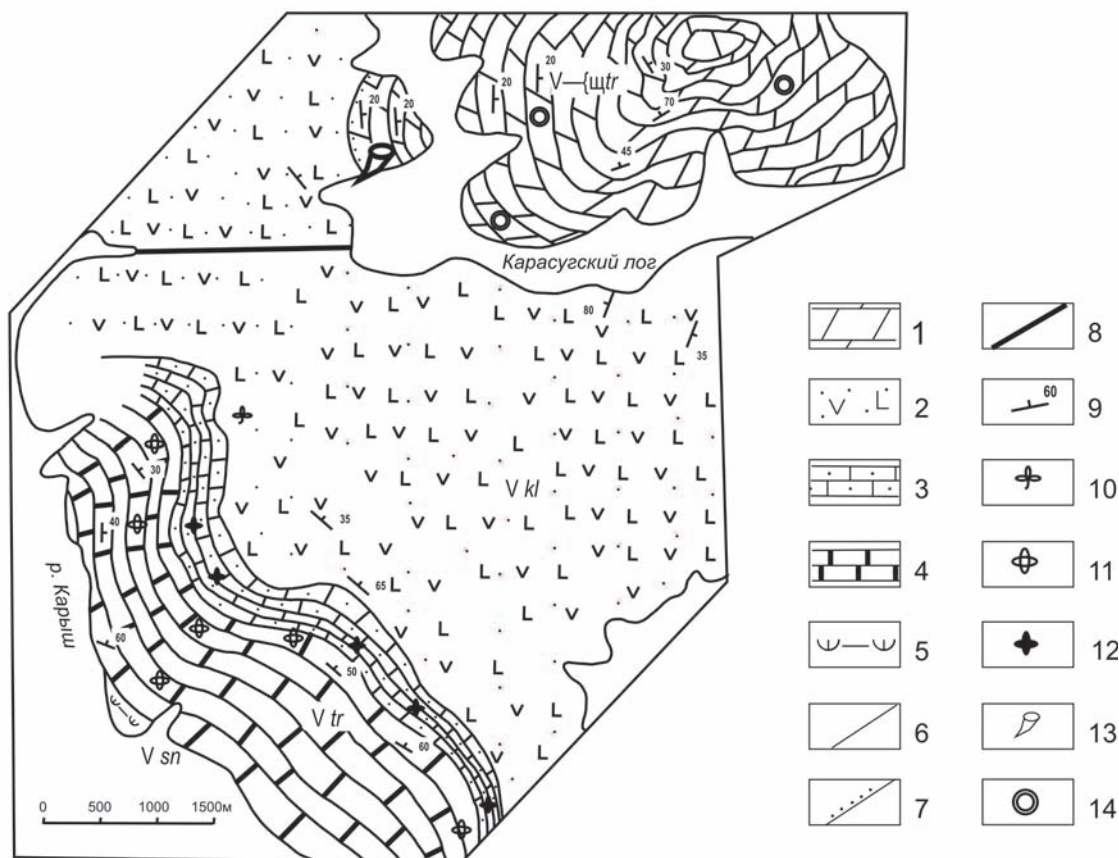


Рис. 1. Схема геологического строения и местонахождения органических остатков на участке р. Карыш-Карасугский лог: 1 – таржувльская свита (V-€tr): доломиты; 2 – кульбюрстюгская свита (Vkl): эффузивы основного и среднего состава, их туфы, вулканогенно-осадочные породы, известняки, доломиты; 3–4 – тюримская свита (Vtr): 3 – известняки и кремнистые сланцы арамонской пачки, 4 – известняки; 5 – сыннигская свита (Vsn): туфоалевролиты; 6–7 – границы свит: 6 – согласные, 7 – несогласные; 8 – дизъюнктив; 9 – элементы залегания слоистости; 10–14 – местонахождения органических остатков: 10 – водоросли *Botomaella* в кульбюрстюгской свите, 11–12 – невландиевая биота в тюримской свите (11), в том числе в арамонской пачке (12), 13 – *Cloudina* в таржувльской свите

Zabr., *V. filiformis* Z.Zhur., *Conferta tuvaensis* M.Step., *Nubecularites antis* Z.Zhur., мелкораквинная фауна *Cloudina* Germs. Мощность более 800 м.

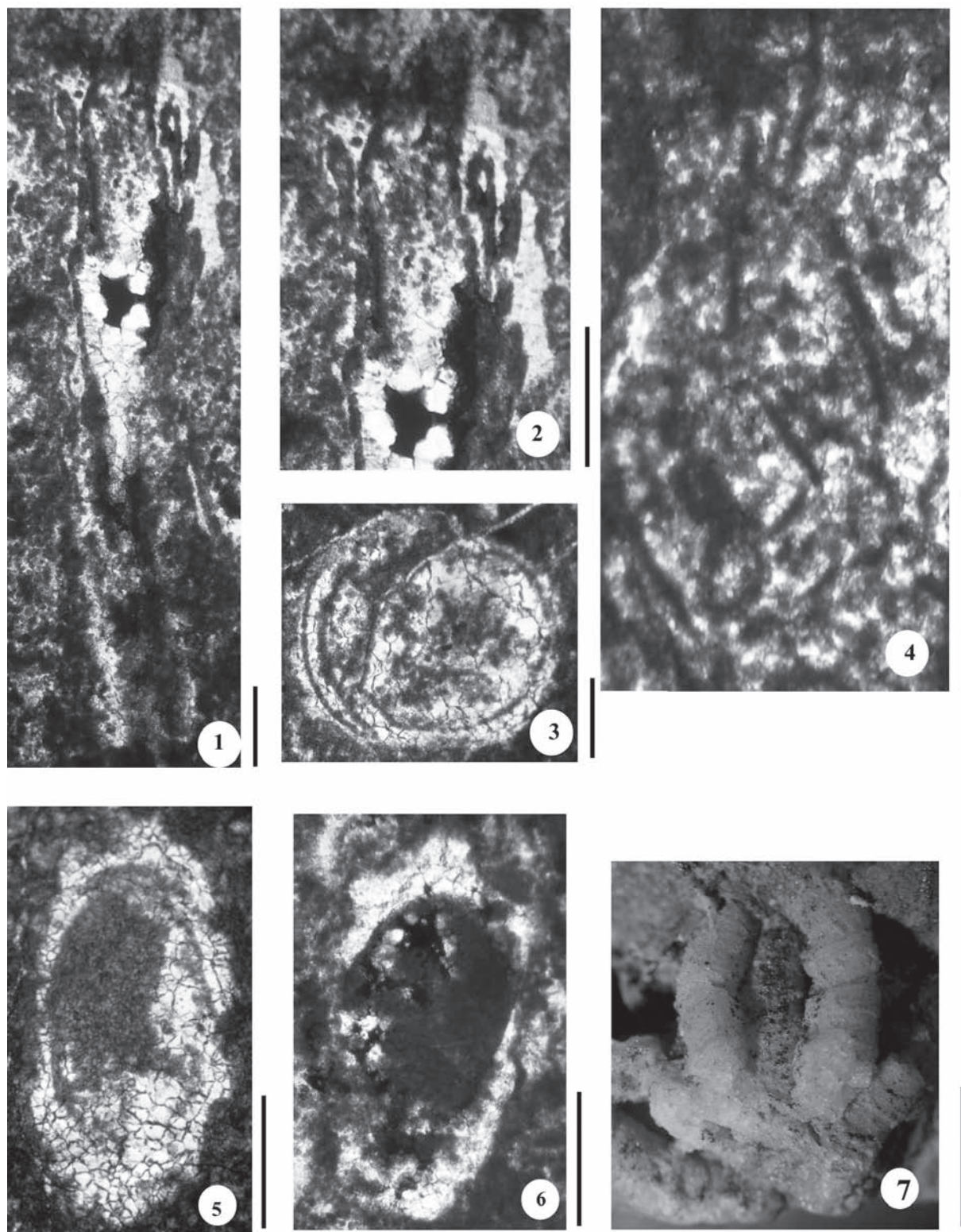
Наибольший интерес в этом разрезе имеет находка рода *Cloudina*, обнаруженная в правом борту Карасугского лога, в основании таржувльской свиты (рис. 1, табл. I, обр. 9856-14). Остатки *Cloudina* имеют широкое распространение в поздневендских отложениях Мира (Намибия, Бразилия, Канада, Китай, Оман, Испания, Россия и др.). [1, 4–7]. Изотопный возраст вмещающих отложений определяет временной интервал существования *Cloudina*. U-Pb возраст по цирконам для вмещающих пород в Намибии и Омане определяют временной диапазон распределения остатков *Cloudina* в интервале от 549 ± 1 до $542 \pm$ млн лет. В целом *Cloudina* представляет собой карбонатные, трубковидные структуры, вложенных друг в друга усеченных конусов. По морфологии и размерам можно идентифицировать два вида: трубки *Cloudia hartmanae* Germs (табл. I, фиг. 1–3) сложены эксцентрически вложенными друг в друга коническими сегментами, расширяющихся в устье. Верхняя устьевая часть является открытой.

Трубки достигают до 6 мм в длину и 2,5 мм в поперечном сечении. Вторая разновидность трубок *Cloudina* также представляет собой структуры вложенных друг в друга усеченных конусов (табл. I, фиг. 7), однако не имеет эксцентричного строения. Это хорошо видно в поперечных сечениях (табл. I, фиг. 5, 6).

Для этой формы, в отличие от предыдущей, характерно наличие продольных ребер, которым в поперечных сечениях отвечают зубчики по периферии. Фрагменты этих ребер неотчетливо видны на поверхности трубок, изображенных на фиг. 7.

По своей морфологии и размерам (длина не менее 3 мм, ширина 1,5 мм) они могут быть определены как *Cloudina carinata* Cortijo et al. [5]. Кроме того, в этой точке встречены цианобактерии рода *Girvanella* Nicholson et Etheridge (табл. I, фиг. 4).

В восточной части Катюшкинской синклинали в разрезе лога Подтемный в средней части таржувльской свиты ранее были описаны известковые водоросли родов *Epiphyton*, *Proaulopora*, *Subtifloria*, *Renalcis*, *Girvanella*, которые свидетельствуют о ее раннекембрийском возрасте [2].



Длина масштабной линейки – 500 мк

Объяснение к таблице

Фиг. 1–3. *Cloudina hartmanae*, шлиф 98565-14, таржувльская свита: 1–2 – продольное сечение, 3 – поперечное сечение.

Фиг. 4. *Girvanella* sp.; шлиф 98565-14, таржувльская свита.

Фиг. 5–7. *Cloudina carinata*, шлиф 98565-14, таржувльская свита: 5–6 поперечное сечение (шлиф), 7 – естественно отпрепарированные трубки в породе

Находки *Cloudina* в низах таржунской свиты и другие органические остатки в подстилающих отложениях подтверждают вендский возраст сыннигской, тюримской, кюльберстунской и низов таржунской свиты, а вышележащая часть таржунской свиты, содержащая известковые водоросли, относится к нижнему кембрию.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953.

Литература

1. Конторович А.Э., Соколов Б.С., Конторович В.А., Варламов А.И. и др. Первый разрез венда в комплексе основания Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3 на Востоке Томской области) // Доклады РАН. 2009. Т. 424, № 6. С. 788–791.
2. Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 3. С. 295–309.
3. Сосновская О.В. Невландиевая проблематика в отложениях верхнего протерозоя северо-западной части Батеневского кряжа // Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1981. Вып. 290. С. 73–83.
4. Amthor J.E., Grotzinger J.P., Schroder S., Bowring S.A., Ramezani J., Martin M.W., Matter A. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman // *Geology*. 2003. Vol. 31. P. 431–434.
5. Coortjio I., Marti Mus M., Jensen S., Palacios T. A new species of *Cloudina* from the terminal Ediacaran of Spain // *Precambrian Research*. 2010. Vol. 176. P. 1–10.
6. Grant S.W.F. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the Terminal Proterozoic // *American Journal of Science*. 1990. Vol. 290 A. P. 261–294.
7. Hofmann H.J., Mountjoy E.W. *Namacalathus-Cloudina* assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils // *Geology*. 2001. Vol. 29. P. 1091–1094.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ МИКРООРГАНИЗМЫ В МИНДАЛИНАХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ТУМАТТАЙГИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ НА КЫЗЫЛ-ТАШТЫГСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

А.А. Терлеев¹, В.А. Симонов², Д.А. Токарев¹, С.И. Ступаков², А.В. Каныгин¹

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

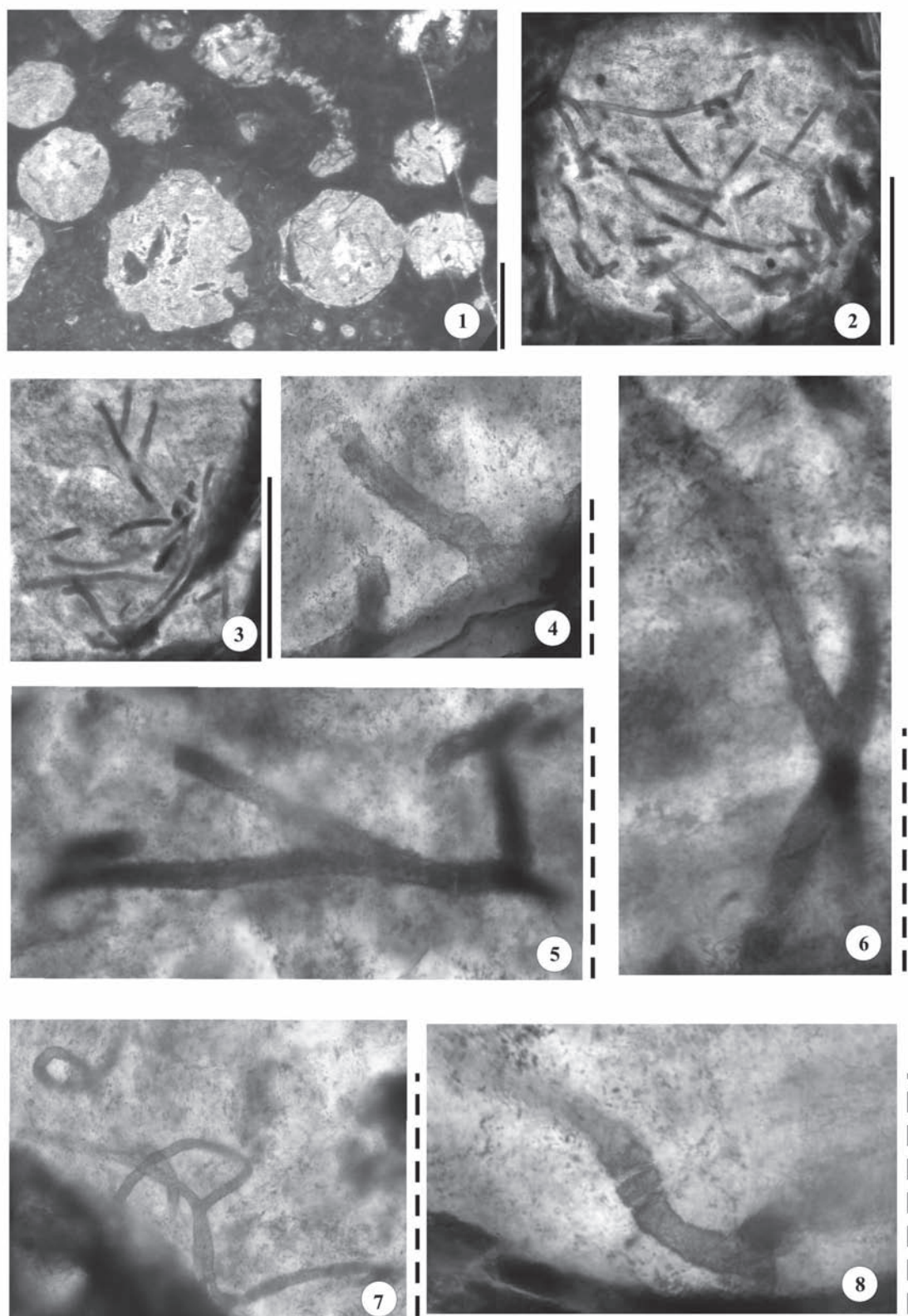
² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение (Восточная Тува) привлекает пристальное внимание исследователей в связи с тем, что по своим структурно-геологическим особенностям и по составу руд оно имеет сходные черты с сульфидными постройками гидротермальных полей на дне современных морских бассейнов [4]. Большой интерес представляет то, что рудовмещающие вулканогенно-осадочные комплексы, синхронные с рудообразованием [1], имеют раннекембрийский возраст [2], т.е. месторождение Кызыл-Таштыг является уникальным, хорошо сохранившимся объектом, позволяющим исследовать древнейшие субмаринные вулканогенные гидротермальные системы, близкие по своим свойствам к современным «черным курильщикам». Особое значение приобретает возможность изучения древней фауны, жившей вблизи палеогидротермальных источников, в сравнении с биоценозом современных «черных курильщиков».

Кызыл-Таштыгское месторождение совместно с рудопрооявлениями Каровое, Перевальное и другими входит в состав Кызыл-Таштыгского рудного поля. Разрез рудного поля включает вулканогенные комплексы базальтов и риолитов, выше которых залегают терригенно-карбонатные отложения. Рудовмещающая туматтайгинская свита состоит из двух толщ. Нижняя имеет мощность 1200–1500 м,

сложена лавами базальтов с горизонтами и пачками вулканокластических брекчий. Состав толщи выдержан по площади, отмечается лишь появление горизонтов пирокластов и известняков в восточной части. Верхняя толща мощностью 1500–2000 м имеет сложный состав и неоднородна по латерали. Набор пород включает базальты, андезибазальты, дациты и риолиты, вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены углеродистыми алевролитами, песчаниками, силицитами, известняками.

Особый интерес в туматтайгинской свите вызывают находки микробных организмов в миндалинах базальтов, выполненных карбонатом (табл. I, фиг. 1, 2), в основании средней части верхней толщи вышеназванной свиты. Данные микроорганизмы представляют собой нитчатые формы карбонатного состава с диаметром от 5 до 25 мкм, при длине до 500 мкм (табл. I, фиг. 3–8). Нити встречаются прямые, изогнутые (табл. I, фиг. 2, 3, 6) и ветвящиеся (табл. I, фиг. 4, 5, 7). В этих же экземплярах видно полое строение трубок и тонкую, пелитоморфную стенку. В редких случаях наблюдаются пережимы (табл. I, фиг. 4, 6) и «клеточное» строение нитей (табл. I, фиг. 8). Учитывая карбонатный состав этих трубок и вмещающего матрикса миндалинов, а также микроскопические размеры и простую морфологию



Длина масштабной линейки — — — — — 250 мк
 ————— 500 мк

Объяснение к таблице

Фиг. 1, 2. Карбонатные миндалины в эффузивах, содержащие микроскопические цианобактерии. Шлиф С-18 А 3-06.
 Фиг. 3–8. Нитчатые цианобактерии: 3, 6 – прямые и изогнутые, 4, 5, 7 – ветвящиеся, 8 – «клеточное» строение нитей.
 Шлиф С-18 А 3-06.

и сходство с современными аналогами (см. табл. I), данные микроорганизмы могут быть условно нами отнесены к *Cyanobacteria* (*Cyanophyta*) [3]. В то же время нахождение их в миндалинах эффузивов, т.е. в замкнутом пространстве (отсутствие света), предполагает их вероятную хемотрофную природу. Можно предположить три варианта проникновения этих организмов в миндалины эффузивов:

1. Проникновение клеток по трещинам в миндалинах и их дальнейшее развитие.

2. При остывании лавы идет процесс всасывания морской воды в пустоты (миндалины), с которой попадают и цианобактерии. В настоящее время известно, что цианобактерии могут существовать при температурах свыше 100°C, т.е. они образуются практически синхронно с формированием миндалин.

3. Эндолитическая природа этих организмов, о чем свидетельствует во многих случаях их контакт с стенками миндалин.

Следует отметить, что микробные организмы в настоящее время известны в древних архейских пиллоу лавах [5, 6].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00953 и Интеграционного проекта № 98.

Литература

1. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
2. Каныгин А.В., Токарев Д.А., Терлеев А.А., Симонов В.А. Новые находки кембрийской биоты на Кызыл-Ташыгском рудном поле (Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 101–107.
3. Лучинина В.А. Синезеленые водоросли (*Cyanobacteria*) // Ископаемые известковые водоросли. Новосибирск: Наука, 1987. С. 12–38.
4. Симонов В.А., Зайков В.В., Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Ташыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов. Рудность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.
5. Harald F. Neil R. Banerjee, Hubert Staudigel, Karlis Muehlenbachs, Nicola McLoughlin, Maarten de Wit, Martin Van Kranendonk. Comparing petrographic signatures of bioalteration in recent to Mesoarchean pillow lavas: Tracing subsurface life in oceanic igneous rocks // Precambrian Research. 2007. Vol. 158. P. 156–176.
6. Nicola McLoughlin, Martin D. Brasier, David Wacey, Owen R. Green and Randall S. Perry. On Biogenicity Criteria for Endolithic Microborings on Early Earth and Beyond // Astrobiology. 2007. Vol. 7, № 1. P. 11–26.

Секция 5. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРСКОГО ПАЛЕОЗОЯ

ПРОЦЕССЫ КАЛЬЦИТИЗАЦИИ И ОКРЕМНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ СОСТАВОВ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ПАЛЕОЗОЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА

О.З. Андриющенко¹, А.И. Федоров²

¹ ООО «НК-«Роснефть»-НТЦ, ОФНП, г. Краснодар, Россия

² ООО «РН-Северная нефть», г. Усинск (Республика Коми), Россия

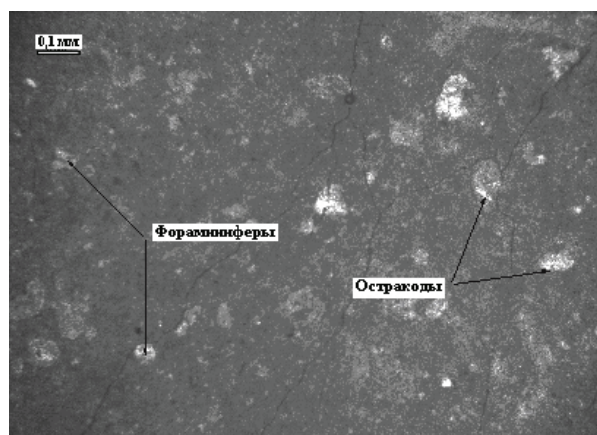
Литологические факторы в формировании коллекторских свойств горных пород являются определяющими [1–6]. Образование пустотного пространства в коллекторах тесно связано с генезисом самих пород и происходит на разных этапах литогенеза – в седиментогенезе, диагенезе, эпигенезе. В процессе диагенеза происходят дегидратация осадка, его уплотнение, перекристаллизация, образование трещин диагенетического происхождения. В результате взаимодействия составных компонентов осадка с иловыми (поровыми) водами и ОВ, находящегося в нем, идут процессы аутигенного минералообразования, проявляющиеся в доломитизации, кальцитизации, сульфатизации, окремнении, засолонении и т.п. Некоторые из этих процессов, в частности кальцитизация и окремнение, будут рассмотрены ниже, на примере скважины 1 Осоевского месторождения.

Для петрофизических исследований в лабораторию физики нефтяного пласта ООО «НК «Роснефть-НТЦ» был получен керновый материал из скважины 1 Осоевского месторождения, расположенного в северной части вала Сорокина. На северо-востоке Печорской плиты выделяется своеобразный, сложно построенный структурный элемент, называемый Верхне-Адзвинской структурной зоной и состоящий из валов Сорокина, Гамбурцева, Сарембой-Няртеягинского, разделенных Мореюской и Верхне-Адзвинской впадинами. Вал Сорокина простирается в ССЗ направлении более чем на 200 км при ширине 8–10 км.

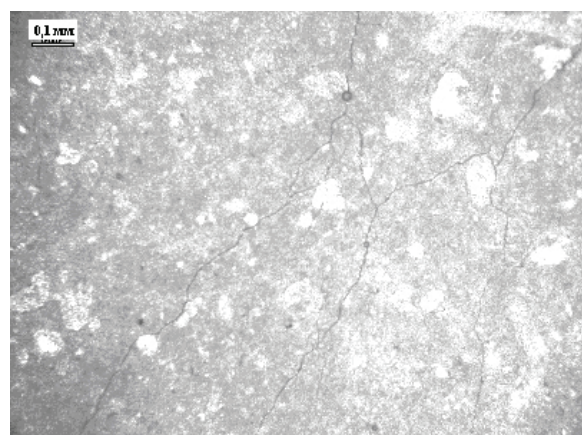
При литологическом изучении полученного материала было установлено, что породы представлены доломитами и известняками с прослоями аргиллитов и мергелей. Процессы кальцитизации и окремнения осадков на определенных глубинах были детально изучены с помощью микроскопических исследований. В результате было установлено, что процессы кальцитизации наиболее широко развиты до глубины 1619,73 м, в отложениях среднего карбона, а также силура в интервале глубин 3490,29–3520,0 м. Среди биокластового материала наблюдаются водоросли, фораминиферы (фузулиниды) и раковинный детрит (брахиоподы, пеллециподы), большая часть которого

неопределима; реже встречаются обломки иглокожих (криноидеи, иглы морских ежей). Вторичная кальцитизация проявляется в образовании сплошных кальцитовых монокристаллов в цементе и замещении кальцитом обломков органических остатков (рис. 1). Источник кальцита может быть как эндогенным (за счет вещества самого осадка), так и экзогенным (привносится к месту осаждения извне). Наличие органических остатков с кальцитовым скелетом и водорослей говорит о возможности эндогенного источника кальцитового цемента (рис. 2) В отложениях верхнего девона преобладают процессы окремнения, которые проявляются в частичном окремнении кальцита, в замещении кальцита халцедоном внутри комочков, а также местами кальцитового цемента, заполнении части пустотного пространства кремнистыми минералами, заполнении камер фораминифер. Наблюдаются желваки и стяжения халцедона, в которых видно радиально-лучистое строение (рис. 3). Иногда кристаллы доломита корродированы кальцитом, частично и полностью подверглись вторичным процессам окремнения. Присутствие кремнистых минералов может быть связано с наличием горизонтов с различными физико-химическими параметрами, особенно величиной pH. Наряду с диагенетическими преобразованиями осадка, связанными с процессами кальцитизации и окремнения, наблюдаются эпигенетические процессы, связанные с миграцией растворов по трещинам и вторичным пустотам выщелачивания. В результате наблюдается заполнение трещин и пустот кремнистыми минералами и кальцитом.

Вторичные процессы, которые проявляются в развитии неравномерной перекристаллизации, кальцитизации и окремнении, при этом затронувшие форменные компоненты и цемент, свидетельствуют о высокой первичной емкости пород. Процесс кальцитизации не способствует образованию эффективной емкости пород, однако по кальцитизированным участкам могут впоследствии развиваться пустоты выщелачивания. Окремнение – вторичный процесс замещения карбонатных и других минералов или их агрегатов кремнеземом в осадке и в породе и заполнение ими

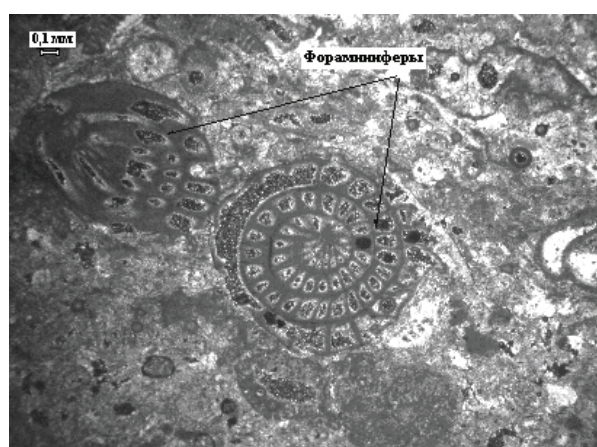


Ув 100 +

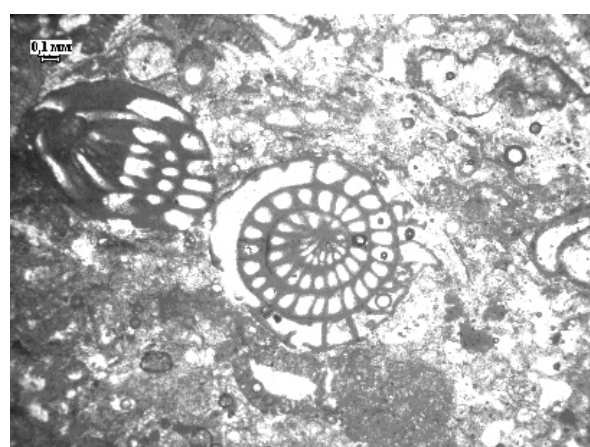


Ув. 100 II

Рис. 1. Замещение кальцитом обломков органических остатков

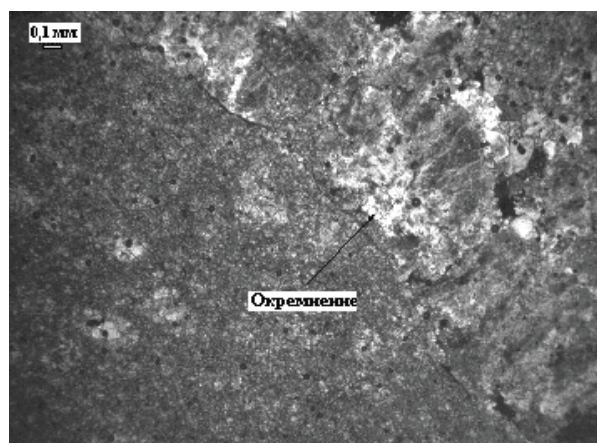


Ув 100 +

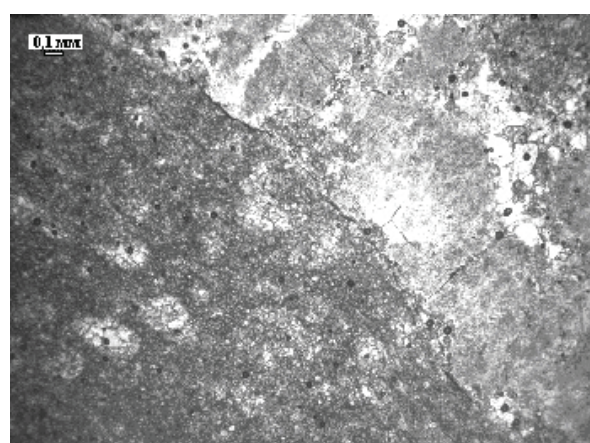


Ув. 100 II

Рис. 2. Фораминиферо-водорослевый известняк среднего карбона



Ув 100 +



Ув. 100 II

Рис. 3. Радиально-лучистое строение халцедона

пор, каверн и трещин. Кремнистость характеризуется присутствием кремнезема, который может иметь биогенное и abiогенное происхождение.

При воздействии на кремнистые и окремненные породы щелочных вод (рН 8) происходит частичное растворение кремнезема с образованием вторичных пор выщелачивания. Кремнезем придает породам хрупкость и способствует их растрескиванию. Тре-

щины обеспечивают сообщаемость первичных и вторичных пор. Изучение и понимание процессов, происходящих на определенных стадиях литогенеза, позволит спрогнозировать дальнейшее преобразование породы и определение ее коллекторских свойств.

Тезисы доклада основаны на материалах исследований, проведенных ООО «НК-«Роснефть»-НТЦ».

Литература

1. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. М., 1999.
2. Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена, Дж. Чилингара. М.: Мир, 1971.
3. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
4. Кузнецов В.Г. Эволюция карбоната накопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003.
5. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М.: Наука, 1968.
6. Методы изучения осадочных пород / Под ред. Н.М. Страхова (отв. ред.), Г.И. Бушинского, Л.В. Пустовалова, А.В. Хабакова, И.В. Хворовой. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 1. 611 с.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СООБЩЕСТВ ЦИАНОБИОНТ, ВОДОРΟΣЛЕЙ И БРАХИОПОД – ОСНОВНЫХ ОРГАНИЗМОВ-ПРОДУЦЕНТОВ В РАННЕФАМЕНСКОМ ПРИПЯТСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ

С.В. Антипенко, Т.Ф. Саченко

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Минск, Беларусь

В раннефаменское время в Припятском прогибе, расположенном на западе Восточно-Европейской платформы, происходили активные тектонические движения, связанные с новой фазой рифтообразования. В связи с этим осадконакопление в находящемся здесь палеобассейне отличалось нестабильностью, постоянной сменой цикличности трансгрессивного и регрессивного режимов, на которые также влияло и эвстатическое колебание уровня Мирового океана. Припятский бассейн в этот отрезок времени периодически сообщался с соседними водоемами (Люблинско-Львовским, Московским, Днепровско-Донецким), в целом, оставался обособленным, или полузамкнутым. Эти главные его особенности, наряду с другими факторами – сильной изрезанностью рельефа дна, привнесом глинистого, терригенного, кластогенного, туфогенного материалов, гидрохимическим составом, температурой, прозрачностью, динамикой и аэрацией вод, несомненно, влияли на формирование биотических условий для расселения бентосных, планктонных и нектонных организмов на отдельных участках водоема. Следует отметить, что несмотря на отложение в позднефранское и среднефаменское время в Припятском прогибе уникальных мощных соленосных толщ, в раннефаменское (межсолевое) время активно проявился процесс карбоната накопления, в том числе органогенного. В этот период накопилось максимальное количество органических остатков за всю историю существования Припятского палеобассейна. Массовое распространение биоты в водоеме было приурочено к ее окраинным участкам зон прибрежного и мелкого шельфов, ограниченных соответствующими глубинами 15–25 и 30–60 м [5]. Здесь активно продуцировали многие группы организмов, преимущественно бентосных – цианобионт (цианобактерий), известковых водорослей (красных, зеленых, харовых), брахиопод, мшанок, строматопорат, моллюсков (гастропод, пеллеципод, наутилоидей), ракообразных (остракод), иглокожих (криноидей), фораминифер и др. В то же время на более погруженных

участках зон относительно глубокого и депрессионного (глубокого) шельфов, с глубинами соответственно до 150 и 200 м, ограниченно обитали лишь некоторые представители мелких и гладкостворчатых брахиопод и пелагические организмы – беззачатковые брахиоподы (лингулиды), пеллециподы, остракоды, конодонтоносители и радиолярии.

Основными породообразующими организмами в раннефаменском бассейне были прокариотные цианобионты и эукариотные брахиоподы и красные (багряные) водоросли, создавшие более 90% объема органогенных осадков. Фотосинтезирующие цианобионты образовывали различные формы органогенных тел – желваков (онколитов) и строматолитов на участках зон прибрежного шельфа. Желваки цианобионт естественно формировались только в условиях мелководья (до 5–10 м, редко до 15–20 м), достаточных для проникновения света при активной гидродинамике относительно замутненных вод. Цианобионтное сообщество гирванелл-ротплетцелл создали широкоизвестные эврифациальные, космополитные виды *Girvanella problematica* Nich. et Ether., *G. ducii* Weth. и *Rothpletzella straeleni* (Lec.), не эволюционировавшие с ордовикского периода. Они постепенно послойно обрастали неприкрепленными ко дну твердыми частицами и обломками (песчинки, раковины и др.), которые постоянно переворачивались под действием волн и течений и создавали вокруг них концентрически-микрослоистые, субсферические карбонатные желваки (онколиты) размером от 1–2 мм до 4–10 см. Скопления таких желваков содержатся в отложениях как в одиночных тонких прослойках (2–10 см), так и в мощных желваково-аккумулятивных пластах (до 10–12 м) и биоритмичных толщах (до 100–200 м) [3] органогенных пород, часто совместно с остатками различной раковинной фауны. Раннефаменские желваково-аккумулятивные отложения, созданные гирванеллово-ротплетцелловым сообществом цианобионт широко распространены во всех краевых частях Припятского прогиба, а также на

отдельных приподнятых участках его центральной депрессионно-шельфовой зоны. Наиболее мощные толщи их расположены в северной и западной зонах прогиба. На всех этапах существования раннефаменского бассейна это сообщество в разной степени активно продуцировало, наиболее стабильно участвовало в процессе осадкообразования по сравнению с другой биотой. Максимальное же количество желваков и наибольшие мощности содержащих их отложений приурочены к карбонатным разностям тонезского и елецкого этапов развития седиментогенеза в палеоводоеме.

Строматолиты, образованные этим же эврифациальным гирванелло-ротплетцелловым сообществом цианобионт, отличаются от желваков (онколитов) только внешней формой прикрепленных органогенных тел, зависящей от условий их образования. Они последовательно, послойно (в виде микрокорочек) нарастали вверх (к свету) непосредственно на твердом донном субстрате и образовывали различные формы каркасных органогенных строматолитовых построек – пластовых (корковых), столбчатых, облаковидных, ветвистых и др., мощностью от 5 до 120 см [2]. На их форму, размеры и распространение в основном влияли: умеренная динамика и прозрачность вод, микрорельеф субстрата и привнос нерастворимого материала (глинистого, терригенного, кластического, туфогенного). Строматолиты в отложениях часто приурочены к карбонатно-глинистым разностям осадков, в том числе к их прослоям в сульфатных и соленосных толщах, не содержащих остатков другой органики, что свидетельствует об эвригалинности цианобионтного сообщества. Распространены они во всех краевых частях прогиба, в отложениях очень узких стратиграфических интервалов в основном тремлянского, вишанского и петриковского горизонтов, в которых иногда слагали многоярусные биоритмичные толщи малой мощности (до 6–15 м).

Широкое распространение в раннефаменское время в Припятском бассейне получила фауна брахиопод. Их наиболее массовые скопления часто слагали ракушняково-аккумулятивные осадочные породы в тонезское, елецкое и петриковское время. Иногда в органогенно-аккумулятивных толщах накапливались смешанные желваково-ракушняково-цианобионтно-брахиоподовые ассоциации органических остатков, в которых одновременно содержались как отдельные желваки и раковины, так и желваки со створками внутри, образованные наростами цианобионт вокруг брахиопод. Таксономическое разнообразие и быстрая эволюция брахиопод способствовали образованию их руководящих комплексов и широкому пространственному расселению их биотопов на отдельных этапах осадконакопления в палеобассейне. На разных участках бассейна доминировали определенные сообщества брахиопод [6, 7], обитавшие в благоприятных для них шельфовых зонах [5]. По сравнению с цианобионтами брахиоподы имели более широкое батиметрическое распространение. В зави-

симости от глубины бассейна выделялось несколько зон распространения брахиоподовых фаун.

Зона прибрежного шельфа располагалась в краевых частях прогиба в основном на юго-западе и юге Припятского прогиба. Благодаря повышенной гидродинамике для брахиоподовых ассоциаций этой зоны характерны крупные, часто груборебристые формы раковин. При анализе ориктоценозов видно, как брахиоподы вместе с цианобионтами, образующими крупные желваки (онколиты), местами переполюняют породу, а иногда образуют небольшие прослои ракушняков, где в основном представлены раскрытыми створками с признаками сортировки, что свидетельствует об имевшем место переотложении материала в более пониженные (затишные) места уже после отмирания организмов. Несомненным родом-доминантом в сообществах является *Cyrtospirifer*, совместно с которым часто встречаются: в задонское время представители родов *Sinotectirostrum*, *Crinisarina* – в чисто карбонатных фациях, и *Donalosisa*, *Productella*, *Ardiviscus* – в несколько более глинистых; в елецкое и петриковское время – *Ptychomaletoechia*, *Ardiviscus*, *Basilicorhynchus*.

Зона мелкого шельфа расположена несколько мористее, ниже уровня волнового базиса. Нижняя граница совпадает с уровнем исчезновения цианобионт. Доминанта в брахиоподовых сообществах с увеличением глубины постепенно переходит от представителей отряда *Spiriferida* к представителям *Rhynchonellida*. Совместно с брахиоподами часто встречаются цианобионты, образующие небольшие желвачки. С увеличением глубины размер желвачков уменьшается. При анализе ориктоценозов установлено, что раковины брахиопод, как правило, захоронены с сомкнутыми створками, без явных следов транспортировки. В задонское время широкое пространственное распространение имело сообщество, образованное *Cyrtospirifer europeus* Pushk. in coll. и *Sinotectirostrum furssenkoi* (Linn.), которые местами образовывали маломощные прослои ракушняков. Часто совместно расселялись представители *Ardiviscus najdovense* Pushk., *Productella rotunda* Pushk. Более погруженные части зоны заселялись сообществом *Poerhynchus tichomirovi* (Ljasch.). Представители этого вида иногда образовывали монотаксонное сообщество, но чаще вместе с ним встречаются *Sphaeridiorhynchus kuzmichiensis* Sart. et Pushk. et Kotl., *Praewaagenoconcha oreliana* (Moell.). С началом елецкой трансгрессии широкое распространение получило сообщество *Paromoeopygma turovense* [7], представляющее собой скопление мелкораковинных брахиопод. Часто это были монотаксонные банки. Основными видами, входящими в сообщество, являются: *P. turovense* Pushk., *Sartenaerhynchus peculiaris* Pushk., *Gibbasinurostrum polesicum* (Linn.), *Crinisarina ligularis* Modz. et Pushk. В елецкое и петриковское время совместно с цианобионтами и багрянными водорослями широко расселялись круп-

нораковинные формы родов *Cyrtospirifer*, *Schizophoria*, *Schuchertella*, *Ptychomaletoechia*, *Mucrospirifer*, *Ardiviscus*, *Nigerinoplica*, при этом представители отряда *Productida* предпочитали несколько более глинистые фации, где расселялось сообщество *Nigerinoplica*, характерное для позднеелецкого времени. В это же время батиметрически несколько глубже, где цианобионтные остатки незначительны, широко распространялось сообщество *Eoparaphorinchus nikaе*. Кроме вида-индекса *E. nikaе* Pushk. в него вошли представители *Eoparaphorhynchus*, *Paromoeopygma*, *Levipugnax*, *Sartenaerhynchus*, *Kindleiina*, *Petasmaria*, *Crurithyris*, *Longispina*.

Еще мористее, в зоне относительно глубокого шельфа цианобионтные остатки постепенно исчезают. Нижняя граница этой зоны проводится достаточно условно, примерно по отметке 150 м, ниже этой линии брахиоподы не расселялись или крайне редки. Брахиоподовая фауна, обитающая на этом уровне, отличается мелкими размерами, гладкими створками. В задонское время на этом уровне расселялось монотаксонное сообщество, образованное раковинами *Iloerhynchus tichomirovi* (Ljasch.). Для петриковского времени характерно общее углубление бассейна. Здесь получили распространение два сообщества: *Kindleiina*, обычно представленное раковинами одного из трех видов: *K. cf. collinensis* (Frech), *K. levis* Pushk., *K. cherninensis* Pushk. [4]; и сообщество *Crurithyris fecundus* – также не отличающееся разнообразием. Явно доминирует в нем *C. fecundus* Ljasch., совместно с которым часто встречается, заметно уступая по численности, *Longispina granulata* (Ljasch.) и иногда присутствуют раковины других видов петриковского комплекса. Водорослевые образования на данном уровне отсутствуют.

Красные (багряные) известковые водоросли активно продуцировали в елецкое время, в зонах прибрежного и мелкого шельфов северной и западной краевых частей Припятского палеобассейна. В этот период его раннефаменского развития на многих участках установились наиболее благоприятные для жизнедеятельности организмов нормально-морские условия с карбонатным осадконакоплением. Появились эндемичные виды багрянок – *Parachaetetes (Tomilithon) polessicus* Antip., *P. petrikovenski* Antip., *P. borovskensis* Antip. [1], образовавшие новое устойчивое сообщество «парахететес» в экосистеме. Эти известковые водоросли часто создавали не только собственные мелкие (0,2–5 см) прикрепленные к твердому субстрату дна многочисленные каркасные желвачки, но и являлись активными улавливателями и цементаторами окружающего осадка. Одновременная литификация желваков с прилегающими

известковыми илами привела к образованию единых карбонатных тел – органогенных построек (элементарных – калиптр, простых – биогермов, биостромов). Мощности этих построек невелики – от 2–3 см до 2–3 м, но многоярусные биоритмичные толщи с их пластами, холмами, куполами и др. достигают от 0,5 до 60–80 м. Желвачки багрянок в этих карбонатных телах обычно составляют от 20–30 до 60–80% и более объема пород, в которых также встречаются колонии каркасных строматопорат, мшанок и остатки сопутствующих организмов-сателлитов – брахиопод, гастропод, остракод, криноидей, зеленых и харовых известковых водорослей.

Проведенные в последние годы комплексные палеонтологические, биостратиграфические и палеоэкологические исследования позволили проследить закономерности распространения комплексов и сообществ в разной степени эволюционировавших организмов-продуцентов в раннефаменском Припятском палеобассейне и выявить их роль в осадконакоплении на различных участках его шельфовых зон.

Литература

1. Антипенко С.В. Некоторые представители рода *Parachaetetes* (Rhodophyta) из фамена Припятской впадины // Известковые водоросли и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. С. 70–75.
2. Антипенко С.В. Распространение каркасообразующих известковых водорослей в нижнефаменских межсолевых отложениях Припятского прогиба // Стратиграфия и нефтеносность палеозойских отложений Беларуси. Минск: БелНИГРИ., 2002. С. 38–50.
3. Антипенко С.В. Классификация нижнефаменских органогенных отложений Припятского прогиба как основа эффективного выявления и корреляции генетически однородных нефтеперспективных толщ // Инновационное развитие геологической науки – путь к эффективному и комплексному освоению ресурсов недр. Минск: БелНИГРИ, 2007. С. 19–26.
4. Пушкин В.И. Комплексы верхнедевонских брахиопод Припятского прогиба // Літасфера. 2009. № 1 (30). С. 39–56.
5. Пушкин В.И., Кручек С.А. Экологическая модель нижнефаменских межсолевых отложений Припятского прогиба // Палеоэкология и современное состояние геологической среды Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1998. С. 30–48.
6. Пушкин В.И., Саченко Т.Ф. Комплексы и сообщества нижнефаменских брахиопод северной зоны Припятского прогиба // Літасфера. 2000. № 13. С. 28–37.
7. Пушкин В.И., Саченко Т.Ф. Комплексы и сообщества раннефаменских брахиопод северо-западной части Припятского прогиба (Любанский структурно-фациальный район) // Стратиграфия и нефтеносность палеозойских отложений Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 2002. С. 23–37.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ И МЕЗОЗОЙСКИЕ ГИДРОИДНЫЕ ПОЛИПЫ: ПЕРВИЧНЫЕ ЦЕНТРЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАССЕЛЕНИЯ

О.В. Богоявленская, Ю.А. Елькин

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Выявление центров возникновения тех или иных групп растений и животных, последующих путей миграции, формирование региональных флор и фаун лежит в основе палеобиогеографии. Этим проблемам уделяли внимание неонтологи и палеонтологи, изучающие на различных таксономических уровнях представителей современных и ископаемых биот. Решение этих проблем имеет познавательное, мировоззренческое и большое практическое значение. Так, при обосновании корреляции геологических разрезов приоритет имеет палеогеографическое районирование. На палеобиогеографические выводы, безусловно, влияет неравномерность изученности групп, различные подходы исследователей к систематике и т.п. Нужно отметить всю сложность и противоречивость проблемы. Например, очень часто за центр происхождения группы принимались те области, где таксоны наиболее изучены или более многочисленны. Для достижения поставленной цели применен метод геоисторической биогеографии [4, 10–12].

Авторы рассматривают палеозойские *Stromatopora* и мезозойские *Sphaeractinoeidea* как равноценных представителей класса Hydrozoa (тип Cnidaria). Дискуссии по этому поводу подробно приводятся М. Леконтом [9], О.В. Богоявленской [2], О.В. Богоявленской, Ю.А. Елькиным [5] и др.

Палеозойские и мезозойские гидроидные имеют сходные элементы ценостеума, как горизонтальные, так и вертикальные [2]. Отличия отмечаются в характеристике астрориз (кормусов), где размещается совокупность зооидов. Для строматопорат характерны астроризы от обособленных до сложных астроризальных систем (фистулярные, фасцикулярные, декуссанные, конгруэнтные); у мезозойских форм отмечаются декуссанные астроризы и некоторые вновь выделяемые типы астрориз (флауэризы, ценоризы до зооидных трубок). Астроризальные днища присутствуют у строматопорат и у сферактиний. Кайнозойские гидрокораллы по типу кормусов могут быть сравнимы с астроризами (р.р. *Allopora*, *Egrina*).

Палеозойские строматопораты (true forms, [8]) появляются в середине среднего ордовика. В последние годы установлены строматопораты в раннем ордовике (род *Pulchrilamina* Toomey Nam). В кембрии Т.Ю. Саятина описала роды *Khasaktia* и *Vittia*, которые несут некоторые черты строматопорат. Эти роды выделены в группу *Khasaktida* [4]. Эта мало изученная группа предшествует строматопоратам, которые во всем разнообразии представлены в среднем ордовике [6], как и другие Cnidaria (*Tabulata*, *Tetracoralla*). В силуре

строматопораты осваивают разнообразные палеоэкологические обстановки [1]. В девоне разнообразие строматопорат сокращается, хотя они играют значительную роль в биомассе палеобассейнов девона.

В карбоне и перми строматопораты распространены ограниченно [2]. Вновь появляются формы, несущие как признаки строматопорат, так и хететид (*Permolioclema* Rom, *Paleoaplysina* Krotov). В раннем и среднем триасе строматопораты неизвестны [3]. Не нужно забывать, что Cnidaria, в том числе и гидроидные, развиваются как в полипоидной, так и в медузоидной формах. Последние слабо изучены: сведения об отпечатках медуз в палеозое мало известны, в последние годы дополнены в нашей стране Э. Винтер [7]. Палеозойские строматопораты возникли в мелководных бассейнах, омывающих подножья байкальских горных сооружений [4]. В конце каледонского тектоно-магматического цикла возникновение новых родов сместилось в сторону Уральского бассейна.

Как было показано, разнообразию триасовых сферактиний предшествовало появление «странных» форм типа *Permolioclema* и *Paleoaplysina*. В позднем триасе и юре сферактинии широко распространились от Альп до Гималаев и острова Тимор. К сожалению, меловые сферактинии известны мало, сведения о палеогеновых и неогеновых гидроидных крайне скудны. Не исключено, что центр возникновения кайнозойских гидроидных сместился в сторону Тихого океана. Дальнейшая детализация морфологии строматопорат и сферактиний приведет к уточнению корреляции палеозойских и мезозойских отложений.

Появление группы строматопорат и сферактиний приурочено к кембрию, ордовика и триасу. Такая приуроченность не кажется случайностью. Внезапное появление кембрийской фауны впервые наблюдается во всех известных разрезах Сибирской платформы. Известные в настоящее время данные не дают возможности предположить другого источника возникновения скелетной фауны. Ранний кембрий – это рубеж, связанный с завершением байкальского тектонического цикла. Появление скелетных форм, в том числе предшественников строматопорат группы *Khasaktida*, связано по времени с мощной позднебайкальской фазой тектогенеза.

Вторичное появление группы строматопорат приурочено к среднему ордовика. Со среднего ордовика начинается массовая колонизация морского дна вновь возникшими фильтраторными группами прикрепленного бентоса – строматопоратами, мшан-

ками, табулятами и др. Вспышка среднеордовикского биоразнообразия носила характер скачков и связана со среднеордовикской фазой тектогенеза (трондёмской) каледонского цикла по времени и по месту с Казахстано-Тяньшанской орогенной зоной и примыкающими бассейнами Сибири. Но уже на границе ордовика и силура отмечается событие, характеризующееся интенсивным изменением фауны, в большей мере высокой интенсивностью вымирания, чем появлением новых видов. «Большой биотический кризис» границы ордовика и силура совпадает с одной из фаз каледонского цикла – таконской. В связи с этим произошло резкое сокращение жизненного пространства в морских акваториях. Основные изменения палеозойских и мезозойских гидроидных заключается в изменении характера астрориз и появления новых морфоструктур. Поэтому в силуре и начале девона распространены отличные от ордовикских формы строматопорат.

В конце силура, в начале девона заканчивается каледонская тектоническая эра, во время которой Казахстано-Тяньшанская зона Урало-Монгольского пояса была первичным центром происхождения новых форм, и не только для строматопорат. Строматопораты распространялись из первичного центра и диверсифицировались в Аппалаческой и других областях проявления фаз каледонских орогенезов.

Следующее событие имело место в конце среднего – в позднем девоне с проявлением трех фаз тельбеской, акадской и бретонской герцинского цикла. На общем фоне вымирания появляются много новых видов строматопорат. Центр происхождения новых форм смещается в Западную Европу [9]. Новые формы строматопорат возникают в районах поднявшихся герцинид Западной Европы и примыкающих к ним эпиконтинентальных бассейнов. В карбоне и перми строматопораты распространены ограниченно, и развитие палеозойских строматопорат постепенно затухает.

Вновь гидроидные (сферактиноидеи) появляются в бассейнах средиземноморского пояса в позднем триасе, который завершается крупным событием – эпохой интенсивной деформации сжатия, которая получила название раннекеммерийской фазы в Европе. События средней юры не особенно повлияли на таксономическую структуру сферактиний. Зато в эпоху позднекеммерийского тектогенеза появляется много новых видов. В поздней юре и раннем мелу наблюдается расцвет сферактиний в морях Тетиса и Тихоокеанского пояса, а к концу мела намечается затухание.

Гидроидные полипы развивались непрерывно – прерывисто, дискретно, с чередованием фаз скачков (быстрое возникновение новых таксонов высокого ранга), стабилизацией и кризисов (массо-

вых вымираний), те согласно теории катастрофизма Ж. Кювье. Изучая биоразнообразие кишечнополостных групп фанерозоя, мы прослеживаем изменение скоростей изменчивости биоразнообразия (от 0 до V), т.е. ускорение. Согласно закону естественного на живое вещество действует внешняя сила, которая пропорциональна ускорению. Количественная оценка силы может быть вычислена умножением массы на ускорение. Ускорение вычисляется приблизительно по функциональным моделям изменчивости разнообразия биосистемы. Масса биосистемы определяется по известному алгоритму, предложенному В.И. Вернадским [11, 12].

Литература

1. *Богоявленская О.В.* Экологические типы строматопорат силурийского бассейна Подольи // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофауны. Новосибирск: Наука, 1982. С. 115–125.
2. *Богоявленская О.В.* Строматопораты палеозоя. М.: Наука, 1984. 90 с.
3. *Богоявленская О.В.* О некоторых особенностях развития Stromatoporida (Hydrozoa) // Тезисы докладов XXXII сессии Всесоюзного Палеонтологического общества. 1986. С. 6–7.
4. *Богоявленская О.В., Елькин Ю.А.* Раннепалеозойские строматопораты: очаги зарождения и расселения // Литосфера. 2006. № 4. С. 184–195.
5. *Богоявленская О.В., Елькин Ю.А.* К вопросу о динамике развития палеозойских строматопорат и мезозойских сферактиний // Тезисы LIV сессии Палеонтологического общества. 2008. С. 25–27.
6. *Богоявленская О.В., Янет Ф.Е.* Основные этапы развития строматопорат и табулят (на примере Урала) // Кораллы и рифы фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. С. 25–32.
7. *Винтер Г.Э.* О реликтовом характере вологодского фаунистического комплекса мягкотелых беспозвоночных // Тезисы LIV сессии палеонтологического общества. 2008. С. 43–46.
8. *Galloway J.J.* Structure and classification of the Stromatoporoidea // Bull. Amer. Paleontol. 1957. Vol. 37, № 164. P. 345–480.
9. *Lecompte M.* Stromatoporoidea. Treatise on Invertebrate Paleontology. P.F. 1957. P. 107–129.
10. *Yelkin Yu.A.* Geohistorical biogeography and some natural laws of form's origin in the highest taxons Mammalia, Aves, Amphibia, Reptilia, Pisces, Angiospermae // Proceedings of the XIXth international congress of zoology. Beijing, China, 2004. P. 63–66.
11. *Yelkin Yu.A.* Some patterns of taxa formation, dispersal and biodiversity changes in the higher taxa of Foraminifera, Radiolaria and other Paleozoic groups // Proceedings of the XIIIth international congress of Protozoa. July 10–15, Guangzhou. China, 2005a. P. 34–35.
12. *Yelkin Yu.A.* Some regularities in formation of high taxa of Foraminifera, Stromatoporida and Bryozoa, in their settling and changes of biodiversity during Paleozoic // Evolution of life on the earth. Tomsk: NTL, 2005b. P. 10–11.

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ГРАПТОЛИТОВ
В ОРДОВИКСКОМ ПАЛЕОБАССЕЙНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е.В. Буколова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Ордовик является периодом повсеместного расцвета граптолитов. Именно с начала этого периода параллельно с развитием планктонных и бентосных дендроидных граптолитов появляются формы с ограниченным числом ветвей (от 1 до 4), составляющие класс Graptoloidea Lapworth, включающий большую часть известных граптолитовых семейств: Dichograptidae Lapworth, Didymograptidae Mu, Cryptograptidae Hadding, Glossograptidae Lapworth, Isograptidae Harris, Pseudotrigraptidae Obut et Sennikov, Archiretiolitidae Bulman, Phyllograptidae Lapworth, Dicranograptidae Lapworth, Diplograptidae Lapworth, Glyptograptidae Lapworth и Orthograptidae Mitchell.

Ордовикские отложения на Горном Алтае широко распространены и представлены ритмичным, часто закономерным чередованием терригенных и карбонатных пород. Для нижнего ордовика характерно переслаивание терригенных и вулканогенных пачек. В преимущественно терригенных разрезах встречаются линзы известняков. Во второй половине среднего и в верхнем ордовике широко распространены биогермные карбонатные образования, как правило, водорослевые постройки. Эти отложения охарактеризованы пелагическими группами фауны (конодонты, хитинозои, радиолярии, граптолиты), а также бентосной фауной (ругозы, табуляты, брахиоподы, трилобиты, остракоды, мшанки, гастроподы, криноидеи). Граптолиты встречены в алевролитах, аргиллитах и песчаниках. Вместе с ними в песчаниках обнаружены единичные конодонты, а в алевролитах – многочисленные трилобиты, редкие брахиоподы и хитинозои [1].

В настоящее время находки граптолитов известны в западной (Чарышско-Инская зона), центральной (Ануйско-Чуйская и Бийско-Катунская зоны) и северо-восточной (Уйменско-Лебедская зона) частях Горного Алтая. Здесь располагаются разрезы, большинство из которых рассматриваются в качестве стратотипических для региональных и местных стратонов, а также в качестве эталонных разрезов для комплексных ордовикских граптолитовых зон (рис. 1) [2, 3].

С 2007 г. были переизучены и получены новые коллекции граптолитов из 15 разрезов ордовика Чарышско-Инской и Уйменско-Лебедской зон.

В Чарышско-Инской зоне установлено распространение граптолитов в 12 разрезах. В нижнем ордовике в зоне *approximatus* определен 1 род *Eotetragraptus* Boucek at Pribyl; в зоне *densus* 2 родовых таксона граптолитов – *Expansograptus* Boucek at Pribyl и *Phyllograp-*

tus Hall; в зоне *angustifolius elongatus, broggeri* – 14 родов. В среднем ордовике в зоне *gibberulus* определено 3 рода – *Expansograptus* Boucek at Pribyl, *Glyptograptus* Lapworth, *Isograptus* Moberg; в зоне *hirundo* – 10; в зоне *austrodentatus* встречен 1 род – *Undulograptus* Boucek; в зоне *dentatus* – 8 родов, в зоне *balhaschensis, kirgicus* определено два рода граптолитов, представленных только зональными видами; в зоне *jakovlevi, coelatus* определены 10 родов; в зоне *teretiusculus* – 27. Что касается верхнеордовикских зон, то для зоны *gracilis, serratulus* установлено 18, а для зоны *multidens, wilsoni* – 10 родовых таксонов.

В Уйменско-Лебедской зоне Горного Алтая изучено 3 разреза, в которых определены для нижнего ордовика, в зоне *tenellus, kiaeri* – 8 родов граптолитов; в зоне *approximatus* установлено 7 родов; в зоне *densus* – 7 родовых таксонов граптолитов; в зоне *angustifolius elongatus, broggeri* – 16 родов. В среднем ордовике в зоне *gibberulus* определено 8 родов; в зоне *hirundo* – 21; *dentatus* – 7; в зоне *jakovlevi, coelatus* определен 1 род – *Amplexograptus* Elles et Wood; в зоне *teretiusculus* определено 3 рода.

Таким образом, в северо-восточной части региона большим количеством таксонов граптолитов охарактеризован нижний и средний ордовик. В то время как в западной части Горного Алтая граптолиты встречены в нижнем, среднем и верхнем ордовике, разнообразие таксонов здесь не столь богато, как в северо-восточной части.

Следует отметить, что на Горном Алтае наиболее богато граптолитами охарактеризован средний ордовик и представлен наибольшим таксономическим разнообразием, хотя он более короткий по продолжительности (рис. 2, 3). В шести разрезах нижнего ордовика определено 83 таксона (из них 56 родов) граптолитов; средний ордовик изучен в тринадцати разрезах, в которых выявлено 145 таксонов (из них 101 род) граптолитов; ассоциация граптолитов верхнего ордовика установлена в шести разрезах и насчитывает 31 таксон (из них 28 родов) (рис. 2, 4).

Изученные разрезы ордовика Чарышско-Инской и Уйменско-Лебедской зон представлены в основном терригенными породами с редкими прослоями карбонатов (рис. 5).

Анализ распространения граптолитов в ордовике изучаемого региона позволяет выделить набор граптолитовых зон практически для всего интервала ордовика. Из выделенных ранее для ордовика Горного Алтая семнадцати граптолитовых зон [2] в изученных разрезах установлено *тринадцать* (см. рис. 1).

ISS				UK			
SYSTEM	SERIES	STAGE	Time Slices (TS)	Time Slice Base	SERIES		
O R D O V I C I A N	UPPER	HIRNANTIAN	Hi ₂	End of HICE ← GSSP - Dob's Linn, Scotland	ASHGILL		
			Hi ₁	<i>Normalograptus extraordinarius</i> zone (g) ← GSSP - Wangjiawan Norh, China			
		KATIAN	Ka ₄	<i>Dicellograptus complanatus</i> zone (g)		CARADOC	
			Ka ₃	<i>Amorphogn. ordovicicus</i> zone (c)			
			Ka ₂	<i>Pleurogr. linearis</i> zone (c)			
			Ka ₁	<i>Diplocanthograptus caudatus</i> zone (g)			
		SANDBIAN	Sa ₂	← GSSP - Black Knob Ridge, USA <i>Climacograptus bicornis</i> zone (g)		CARADOC	
			Sa ₁	<i>Nemagraptus gracilis</i> zone (g)			
		MIDDLE	DARRIWILIAN	Da ₃		← GSSP - Fågelsång, Sweeden <i>Pygodus serra</i> zone (c)	LLANWIRN
				Da ₂		<i>Didymograptus artus</i> zone (g)	
	Da ₁			<i>Undulograptus austrodentatus</i> zone (g) ← GSSP - Huangnitang, China			
	DAPINGIAN		Dp ₃	<i>Oncograptus</i> zone (g)	ARENIG		
			Dp ₂	<i>Isograptus victoriae maximus</i> zone (g)			
			Dp ₁	<i>Baltoniodus triangularis</i> zone (c) ← GSSP - Hunghuachang, China			
			Fl ₃	<i>Didymograptus protobifidus</i> zone (g)			
	LOWER	FLOIAN	Fl ₂	<i>Oepikodus evae</i> zone (c)	ARENIG		
			Fl ₁	<i>Tetragraptus approximatus</i> zone (g) ← GSSP - Diabasbrottet, Sweden			
			Tr ₃	<i>Paroistodus proteus</i> zone (c)		TREMADOC	
		Tr ₂	<i>Paltodus deltifer</i> zone (c)				
		Tr ₁	<i>Iapetognathus fluctivagus</i> zone (c) ← GSSP - Green Point, Canada				

Gorny Altai, 2008	
Zone	
persculptus	
supernus	ornatus supernus
quadrimu- cronatus	linearis
	clingani caudatus
multidens	bicornis wilsoni
wilsoni	peltifer, antiquus lineatus
gracilis, serratulus	
teretiusculus	
jakovlevi, coelatus	
balhaschensis, kirgisticus	
dentatus	
austrodentatus	
hirundo	sinodentatus, Cardiograptus caduceus imitatus
gibberulus	
angustifolius elongatus, broggeri	
densus	densus balticus
approximatus	
osloensis, hyperboreus	
tenellus, kiaeri	

Рис. 1. Корреляционная схема зональных граптолитовых подразделений ордовика Горного Алтая с британскими зональными граптолитовыми подразделениями и ярусами

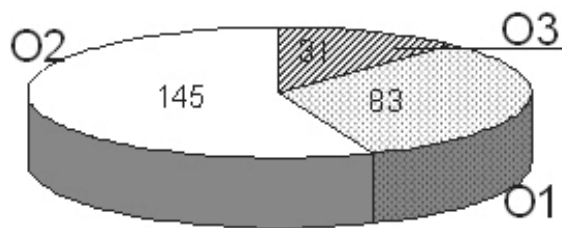


Рис. 2. Количественное соотношение таксонов граптолитов для нижнего, среднего и верхнего ордовика Горного Алтая (цифрами указано количество видов)

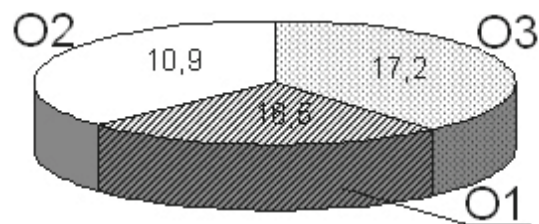


Рис. 3. Продолжительность временных интервалов O1, O2, O3, млн лет

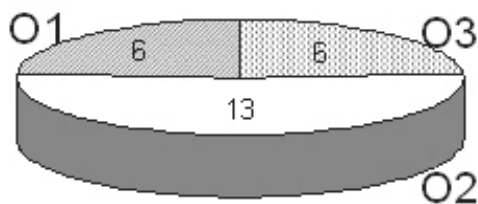


Рис. 4. Количественное соотношение разрезов, в которых представлены O1, O2, O3



Рис. 5. Соотношение терригенных и карбонатных пород в изученных разрезах

Выявленные таксоны являются космополитными и включают некоторые виды-индексы международной граптолитовой зональной шкалы. Это предоставляет возможность проводить корреляцию зональных подразделений данного региона с ярусами международной стратиграфической шкалы.

Ордовикский период характеризуется широким распространением морей, обширных палеоконтинентов, интервалами интенсивного вулканизма, периодами океанического «кислородного голодания» и огромными изменениями в биотическом мире [4, 5]. Известно пять биотических событий в ордовикском периоде:

1) основание тремадока – эволюционируют первые планктонные граптолиты; первое появление Graptoloidea;

2) основание аренига – сильно выросло разнообразие родов граптолитов в тремадоке, но в конце тремадока многие роды исчезают;

3) основание лланвирна – появление двурядных граптолитов; повышение содержания стронция в осадках СОХ, повышенная вулканическая активность;

4) основание карадока – низкие темпы эволюции; обширная трансгрессия – появление черных сланцев; кислородное голодание;

5) верхи ашгилла – значительное увеличение граптолитового разнообразия.

Эти реперные уровни выявлены при детальном изучении и обобщении данных по граптолитам, конodontам и трилобитам.

Некоторые из вышеупомянутых уровней можно проследить на алтайском региональном материале. Во-первых, первое появление двурядных форм граптолитов отмечается в зоне *austrodentatus* среднего

ордовика в одном из разрезов западной части региона. Во-вторых, позднеордовикский этап на Горном Алтае характеризуется низким разнообразием и ограниченным распространением таксонов. Вероятно, это можно соотносить с низкими темпами эволюции граптолитов, которые и фиксировались в данный период времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00729), Программы РАН 15 «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем».

Литература

1. Sennikov N.V., Yolkin E.A., Petrunina Z.E. et al. Ordovician-Silurian Biostratigraphy and Paleogeography of the Gornyy Altai. Novosibirsk Publishing House of SB RAS. 2008. 154 p.
2. Сенников Н.В., Обут О.Т. Синтезированные по граптолитам и хитинозоям ордовикские зональные шкалы Алтае-Салаирского и Московского палеобассейнов // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2002. Вып. 5. С. 51–63 (Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 43).
3. Буколова Е.В. Корреляционные зональные граптолитовые уровни среднего ордовика западной и северо-восточной частей Горного Алтая // Всероссийская молодежная научная конференция с участием иностранных ученых (Трофимуксовские чтения). Новосибирск, 2008в. С. 19–21.
4. Walliser O.H. Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Library of Congress Cataloging – in – Publication Data. 1996. 334 p.
5. Cooper R.A., Maletz J., Taylor L., Zalasiewicz J. Graptolites: Patterns of diversity across Paleolatitudes // The Great Ordovician Biodiversification Event / Eds. by B. Webby, F. Paris, M.L. Droser, I.G. Percival. N.Y.: Columbia University Press, 2004. P. 281–293.

БИОТА ПЕРМСКИХ МОРЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

А.С. Бяков

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан, Россия*

В палеогеографическом отношении северо-восточная Азия в пермском периоде представляла собой систему морских бассейнов различной геодинамической природы, относящихся к восточной части Бореальной палеобиогеографической надобласти. И только морской бассейн Корякии к ней не принадлежал, а входил, по-видимому, в состав Тетической палеобиогеографической надобласти.

Наиболее крупными из этих бассейнов были: Верхоянский, Охотский, Аян-Юрхский, Балыгычанский, Гижигинский, Омолонский, Приколымский, Тасканский и Тайгоносский.

Пермская фауна, обитавшая в морях северо-восточной Азии, относится к семи типам животного царства: саркодовым, стрекающим, членистоногим, мшанкам, брахиоподам, моллюскам и иглокожим.

Простейшие включают два класса – фораминиферы и радиолярии. Фораминиферы представлены мелкими бентосными формами (фузулиниды известны только в Корякии) и довольно часто встречаются преимущественно в мелководных карбонатных фациях Омолонского бассейна и его периферии, где они довольно хорошо изучены [21 и др.]. Гораздо реже фораминиферы встречаются в Верхоянском бассейне [19 и др.]. Во всех остальных бассейнах их находки единичны. Радиолярии (сферические формы) указывались некоторыми авторами из ряда разрезов Омолонского и Гижигинского бассейнов, Приколымья, Сугойского, Тайгоносского и Селенняхского бассейнов. Однако до сих пор они остаются почти совершенно неизученными.

Стрекающие включают представителей классов сцифоидных и коралловых полипов (подклассы табулятоморфы и ругозы). Сцифоидные представлены сцифомедузами – конуляриями – и довольно обычны для разрезов Омолонского бассейна [15]. В других бассейнах (за исключением Гижигинского) их находки не известны. Остатки кораллов также особенно характерны для Омолонского бассейна, где они встречены на нескольких стратиграфических уровнях [15]. Редкие остатки кораллов встречаются также в Охотском, Аян-Юрхском [7] и Верхоянском бассейнах [1].

Членистоногие представлены морскими остракодами и филлоподами. Остракоды нередко встречаются в разрезах Омолонского бассейна преимущественно в верхней части хивачского горизонта. До сих пор они совершенно не изучены. Филлоподы известны из верхней части пермского разреза Южного Верхоянья [9].

Мшанки встречаются достаточно часто в разрезах Омолонского бассейна. Часть из них описана В.П. Нехорошевым [15], И.П. Морозовой [13]. Отдельные находки мшанок известны из разрезов Верхоянского бассейна. В остальных бассейнах они крайне редки.

Брахиоподы наиболее обильны и разнообразны в Омолонском бассейне, особенно в нижней и средней перми, где они часто образуют ракушечники [15, 8 и др.]. В Верхоянском бассейне брахиоподы также достаточно многочисленны, хотя и несколько уступают по своему разнообразию и биомассе омолонским [18, 1, 11]. В Охотском бассейне остатки брахиопод редки и спорадически встречаются по всему разрезу [6]. В Аян-Юрхском, Балыгычанском и Тасканском бассейнах остатки брахиопод крайне редки, так же как и в ряде других бассейнов Колымо-Омолонского региона (в частности, Сугойском и Тайгоносском). Отдельные стратиграфические уровни, где встречены брахиоподы, известны в Алазейском, Гижигинском, Тас-Хаяхтаском и некоторых других бассейнах.

Моллюски представлены классами двустворчатых, брюхоногих, скафопод (?) и головоногих. Так же как и брахиоподы, моллюски наиболее разнообразны и многочисленны в разрезах Омолонского бассейна. Здесь, как и в других бассейнах, среди них резко преобладают двустворки [15, 4, 20 и др.]. В более глубоководных разрезах Охотского, Балыгычанского, Тасканского бассейнов они составляют около 95% всех окаменелостей [20]. Обильны и разнообразны двустворчатые моллюски и в разрезах Верхоянского бассейна [12, 14, 3], причем иногда здесь они превосходят по своей численности и разнообразию даже сообщества Омолонского бассейна, существенно отличаясь в этом отношении от брахиопод.

Второе место среди моллюсков по частоте встречаемости занимают гастроподы, более тяготеющие к глинистым фациям, в том числе глубоководным. В то же время они почти совершенно не изучены. Отдельные виды гастропод изображены лишь в нескольких работах.

Важное значение имеют головоногие моллюски, прежде всего аммоноидеи. Но они достаточно редко встречаются в разрезах. Наиболее многочисленны аммоноидеи в Верхоянском бассейне, где их находки известны на нескольких уровнях в нижней и нижней части средней перми [2, 22]. Менее обильны они в Омолонском [10], Охотском и Аян-Юрхском бассейнах [2, 6, 16]. В остальных бассейнах Северо-Востока Азии аммоноидеи практически не известны.

Находки представителей других подклассов головоногих крайне редки. Следует отметить присутствие ортоцератоидей в нижней части мунугуджакского надгоризонта Омолонского бассейна [5], а также редких остатков белемноидей плохой сохранности по всему разрезу Омолонского и Охотского бассейнов.

Иглокожие. Остатки иглокожих встречаются в разрезах практически всех бассейнов, но наиболее распространены в Омолонском. Они включают представителей классов морских бутонов, морских лилий, морских звезд и морских ежей. Чаще всего встречаются остатки члеников стеблей и цирреей криноидей – как бентосных, так и пелагических. Представители пелагического рода *Neocamptocrinus* описаны Г.А. Стукалиной [10], а ранее под другим родовым названием – Л.Е. Скорописцевой [17], Р.С. Елтышевой и Н.Н. Яковлевым [15]. В рудских отложениях Охотского бассейна (беглинская свита) обнаружены остатки морских бутонов *Deltoblastus* sp. [7]. Находки морских звезд, по данным автора, ограничиваются в настоящее время тремя местонахождениями: в основании гижигинского горизонта (восток Омолонского бассейна, р. Авлондя), в верхней части хивачского горизонта (кулинская свита Охотского бассейна, р. Хурэн, и нижняя часть нябольской свиты Балыгычанского бассейна, р. Большая Купка). Крайне интересно упоминание С.В. Домохотова [9] о находке правильного морского ежа («*Cidaris*» sp., определение Ю.Н. Попова) в верхнепермских отложениях бассейна р. Сунтар (Южное Верхоянье).

Таким образом, расселение фауны в пермских бассейнах северо-восточной Азии было неравномерным и контролировалось различными условиями, прежде всего глубиной обитания. Лишь три группы были доминантами пермских морей суперрегиона – двустворчатые моллюски, брахиоподы и бентосные фораминиферы. Наиболее богатая и разнообразная фауна обитала в Омолонском бассейне, где жили практически все известные группы, но резко преобладали три вышеупомянутые, особенно брахиоподы. Если попытаться выразить удельный вес биомассы брахиоподовых ассоциаций Омолонского массива по отношению к сообществам двустворок (без учета остатков дезинтегрированного призматического слоя), то их соотношение составляло примерно от 5:1 – 3:1 в начале перми до 1:2 в ее середине и конце. В относительно мелководных бассейнах с преобладанием терригенной седиментации (Верхоянский) роль брахиопод и особенно фораминифер резко снижается. Здесь аналогичные соотношения, по оценкам автора, составляют от 5:1 – 3:1 в начале перми до 1:10 в ее середине и конце. И, наконец, доля брахиопод (как, впрочем, и другой фауны, кроме гастропод) по отношению к двустворкам пренебрежимо мала в глубоководных бассейнах, ныне занимающих более половины площади выходов пермских отложений.

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 08-05-00100, 08-05-00155, 09-05-98518-Восток.

Литература

1. *Абрамов Б.С., Григорьева А.Д.* Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. М.: Наука, 1988. 208 с.
2. *Анрианов В.Н.* Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 181 с.
3. *Астафьева М.М.* Пермские иноцерамоподобные двустворчатые моллюски России // Труды ПИН. М.: Наука, 1993. Т. 246. 128 с.
4. *Бяков А.С.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски пермских отложений бассейна р. Колымы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ПИН АН СССР, 1991. 25 с.
5. *Бяков А.С.* Новые виды астартид и фолодомиид (*Bivalvia*) и слои с фауной в нижней перми Омолонского массива // Палеонтологический журнал. 2005. № 2. С. 30–37.
6. *Бяков А.С.* Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 47–71.
7. *Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 69 с.
8. *Ганелин В.Г.* Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1973. 31 с.
9. *Домохотов С.В.* О татарском ярусе Восточного Верхоянья // Материалы по геологии и полезным ископаемым. Якутской АССР. Якутск: Якут. книжн. изд-во, 1960. Вып. 1. С. 111–120.
10. *Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С. и др.* Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
11. *Клец А.Г.* Верхний палеозой окраинных морей Ангариды. Новосибирск: Гео, 2005. 240 с.
12. *Кузнецов В.В.* Пермские двустворчатые моллюски Верхоянья и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Якутск, 1972. 25 с.
13. *Морозова И.П.* Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1981. 118 с.
14. *Муромцева В.А., Гуськов В.А.* Пермские морские отложения и двустворчатые моллюски Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. 208 с.
15. *Полевой атлас пермской фауны и флоры Северо-Востока СССР.* Магадан: Магадан книж. изд-во, 1970. С. 185–186.
16. *Попов Ю.Н.* Амmonoидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 113–140.
17. *Скорописцева Л.Е.* Позднепалеозойские морские лилии советской и зарубежной Арктики // Ученые Записки НИИГА. Сер. Палеонтология и стратиграфия. Вып. 25. Л., 1969. С. 30–57.
18. *Соломина Р.В.* Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтологический журнал. 1981. № 2. С. 71–81.
19. *Соситатрова Г.П.* Значение мелких фораминифер для расчленения пермских отложений бореальной области

- // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1981. С. 100–115.
20. *Biakov A.S.* Permian bivalve mollusks of Northeast Asia // *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2006. Vol. 26, № 3–4. P. 235–242.
21. *Karavaeva N.I., Nestell G.P.* Permian foraminifers of the Omolon massif, northeastern Siberia, Russia // *Micropalaeontology*. 2007. Vol. 53, № 3. P. 161–211.
22. *Kutygin R.V.* Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2006. Vol. 26, № 3–4. P. 243–257.

ФАУНИСТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВРЕМЕНИ ЗАЛОЖЕНИЯ МЕЖГОРНЫХ ПРОГИБОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Б.Д. Васильев^{1,2}, Н.В. Гумерова¹, О.П. Мезенцева²

¹ *Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

² *Новокузнецкая государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия*

Время заложения межгорных прогибов определяется возрастом наиболее ранних отложений, сохранившихся в этих прогибах. Межгорные прогибы Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий, Минусинский, Тувинский и др.) рассматриваются ныне [2] как наложенные структуры эпохи палеозойской активизации, что затушевывает, принижает их значимость в истории геотектонического развития региона. Заложением герцинских межгорных прогибов на салаиро-каледонском геосинклинально-складчатом основании Алтае-Саянской складчатой области (АССО) начинается новый, переходный по геотектоническому режиму этап развития области. В результате в прогибах сформировался второй структурный этаж с сибиретипной (по М.А. Усову) тектонической структурой, принципиально отличной от альпинотипной структуры салаиро-каледонского основания и от покровной, германотипной структуры мезозойского платформенного чехла. Именно на материалах по Кузнецкому и Минусинскому прогибам М.А. Усов сформулировал представление о сибиретипном тектогенезе и сибиретипной тектонической структуре [6].

Следует подчеркнуть особенности развития Кузнецкого и Минусинского межгорных прогибов:

- большая длительность их прогибания (по пермь включительно);
- огромные мощности накопившихся в прогибах отложений (в Кузнецком – до 9 км, в Минусинском – до 6 км).

Во всех межгорных прогибах АССО в доживетской части стратиграфического разреза выделяется сложная по составу и строению мощная вулканогенно-осадочная серия:

- тельбесская в Кузнецком прогибе и в грабенах северной части Кузнецкого Алатау;
- быскарская в Минусинском прогибе,
- кызылбулакская в Тувинском прогибе и в мелких впадинах и грабенах Западного Саяна (рис. 1).

Возраст вулканогенно-осадочной серии, формирование которой связывается с заложением прогибов, до сих пор дискутируется и определяется в пределах от O_2 до D_2 .

Однако стратиграфически ниже вулканогенно-осадочной серии во всех прогибах фрагментарно выявлена осадочная толща:

- красногорская свита в Кузнецком прогибе, особенно мощная (до 2000 м) в Палатнинском грабене на севере Кузнецкого Алатау;
- маматская свита в Саралинском грабене восточного склона Кузнецкого Алатау;
- казановская свита в Южно-Минусинской котловине;
- шиштыкская свита в северном борту Тувинского прогиба (междуречье Алаш-Аксуг) и в Усинской впадине Западного Саяна.

Шиштыкская свита [5] с обильной морской фауной позднего силура залегает в Усинской впадине с угловым несогласием на дислоцированных отложениях нижнего кембрия, ордовика, нижнего силура (т.е. на размытых каледонских складчатых сооружениях) и несогласно перекрыта вулканогенной кызылбулакской серией нижнего девона. На карте масштаба 1:1 000 000 нового поколения [2] в Усинской впадине отложения верхнего силура (бывшая шиштыкская свита) расчленены на две свиты: сосновскую (лудловский ярус) и федоровскую (пржидольский ярус).

Таким образом, заложение Тувинского прогиба и Усинской впадины (по палеонтологическим данным!) произошло на рубеже раннего и позднего силура, в лудловском веке. Красноцветно-серо-цветные толщи других прогибов, занимающие аналогичное стратиграфическое положение (красногорская, маматская, казановская свиты, датированные ранним девонem по находкам риниофит), весьма вероятно являются фациальными аналогами шиштыкской свиты и могут быть отнесены к позднему силуру.

В вулканогенно-осадочной быскарской серии Минусинского прогиба в течение последних лет были сделаны находки морской бентосной фауны, что позволило уточнить ее возраст [1, 3]. На раннем этапе изучения возраст быскарской серии определялся как S_2 – D_1 , с 1962 г. – как D_{1-2} , с 1990 г. – как D_1 (эмс) по риниофитам. В 2002 г. у пос. Малый Спириин в Северо-Минусинской котловине впервые были обнаружены кораллы ругозы

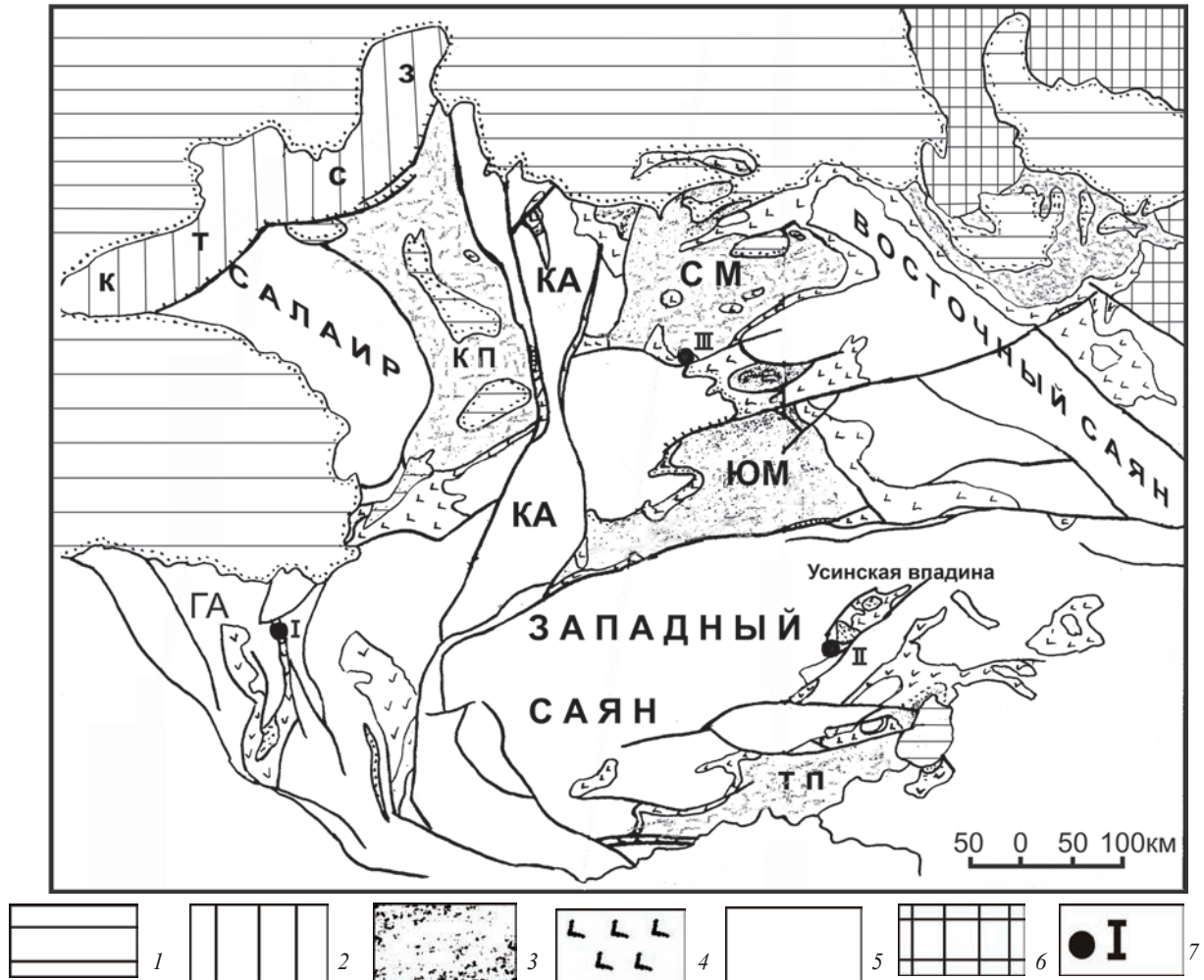


Рис. 1. Схема расположения межгорных прогибов Алтае-Саянской складчатой области:
 1 – платформенный чехол; 2 – герциниды Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ); 3 – верхний подэтаж (D_2 -P) переходного структурного этажа герцинских межгорных прогибов (КП – Кузнецкого, СМ – Северо-Минусинской и ЮМ – Южно-Минусинской впадин, ТП – Тувинского прогиба: Усинской впадины Западного Саяна); 4 – нижний подэтаж (S_2 - D_1) переходного структурного этажа герцинских межгорных прогибов (вулканогенно-осадочная серия: тельбеская, быскарская, кызылбулакская); 5 – салаиро-каледонское складчатое основание (Салаир, Западный Саян, КА – Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, ГА – Горный Алтай); 6 – Сибирская платформа; 7 – местонахождения позднесилурийской фауны: I – куимовской свиты Семинского грабена, II – шиштыкской свиты Усинской впадины, III – верхнематаракской подсвиты Северо-Минусинской впадины

в прослоях известняков среди туфогенно-терригенных отложений нижней части быскарской серии (верхнематаракская подсвита). Изученный комплекс ругоз оказался крайне примитивным и представлен видом *Distinctus micrus* Gumerova. Ранее вид *Distinctus micrus* Gumerova был описан в составе суркобинских слоев в пачке голубовато-серых алевро-псаммитопсефитовых пород с прослоями известняков, изобилующих остатками колоний *Heterotrypa enormis* Astrova – характерного вида куимовской свиты верхнего силура Горного Алтая. *Heterotrypa enormis* обнаружена и описана Г.Г. Астровой в шиштыкской свите Усинской впадины Западного Саяна [5].

Один из прослоев известняков суркобинских слоев изобилует остатками брахиопод, ругоз и мшанок. Из брахиопод М.А. Ржоннищкая определила *Latonotoechia* ex. gr. *latona* (Bar.) и *Tannuspirifer?* sp. Из ругоз Н.В. Гумерова определила *Distinctus micrus* Gumerova. Из мшанок

О.П. Мезенцева определила *Heterotrypa enormis* Astrova [4]. Все комплексы фауны (и Северо-Минусинский, и Горно-Алтайский, и Западно-Саянский), судя по литологии вмещающих толщ, существовали в сходных условиях осадконакопления. Это были периодически исчезающие мелководные бассейны, мутные от обильного терригенно-пеплового материала. Для ругоз подобные условия весьма неблагоприятны [1], что выразилось в карликовых формах кораллитов.

Таким образом, возраст известняков малоспиринского разреза быскарской серии может быть определен по ругозам как лудлов-пржидольский, позднесилурийский. Малоспиринский разрез по стратиграфическому положению и составу принадлежит верхнематаракской подсвите. Следовательно, вся матаракская свита быскарской серии не моложе позднего силура, а возраст быскарской серии должен определяться как S_2 - D_1 , как это и было в первоначальном варианте.

Литература

1. Васильев Б.Д., Гумерова Н.В., Мельник К.С. Находка силурийских ругоз в быскарской серии Минусинского прогиба // Центр учебных геологических практик ТПУ в Хакасии и его основатель Г.А. Иванкин: Сб. научных статей. Томск: ТПУ, 2009. С. 49–56.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Новая серия. Лист N–46 (N–47) Абакан. Авторы: Беззубцев В.В., Махлаев М.Л., Зальцман В.Д. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000.
3. Гумерова Н.В., Васильев Б.Д., Мельник К.С. Палеогеография и находка силурийских ругоз в быскарской серии Минусинского прогиба // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ: Материалы Второй Всероссийской конференции. Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. С. 48–49.
4. Мезенцева О.П. Трепостомиды пограничных силурийско-девонских отложений Алтая и Салаира // Глобальная корреляция нижнедевонских карбонатных и кластических разрезов: Материалы Международной конференции. Ташкент: SealMag Press, 2008. С. 74–78.
5. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. С. 97.
6. Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Издание Западно-Сибирского геологического треста, 1936. 209 с.

РАЗВИТИЕ РОДА *POLYGNATHUS* (КОНОДОНТЫ) В ФАМЕНСКОМ БАССЕЙНЕ БОЛЬШОГО КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Ю.А. Гатовский

Московский государственный университет, г. Москва, Россия

Большое видовое разнообразие рода *Polygnathus* (конодонты) в фаменском бассейне Большого Каратау (Южный Казахстан) [5] позволило уточнить и дополнить модель филогенетического дерева рассматриваемого рода.

В работе И.С. Барскова и др. [1] указывается, что родовое название *Polygnathus* Hinde применяется для обширной группы конодонтов, объединенных между собой морфологической общностью одного из элементов (Pa) аппарата. Название *Polygnathus sensu lato* представляет собой сборную родовую группу конодонтов в понимании Международного Кодекса зоологической номенклатуры. Реконструкции аппаратов некоторых видов показали, что Pa-элементы могут сочетаться с различными рамиформными элементами. На основании этого были обособлены роды *Mesotaxis* Klapper et Philip, *Parapolygnathus* Klapper et Philip и собственно *Polygnathus* Hinde sensu stricto. Для большинства видов строение аппаратов неизвестно и поэтому пока нельзя использовать их в качестве родового критерия. В связи с этим в данной работе виды рассматриваются как принадлежащие к роду *Polygnathus sensu lato*. Для практических целей выделены морфологические группы, для каждой из которых характерны два или более устойчивых признака [1]. Для группы ***Polygnathus costatus* – *Po.inornatus*** характерно наличие платформы с приподнятыми на всем протяжении боковыми краями и поперечно ребристой скульптуры. Группа ***Polygnathus linguiformis* – *Po.semicostatus*** обладает платформой с приподнятыми боковыми краями в передней части и уплощенными в задней части, иногда с образованием язычка. Скульптура представлена поперечными ребрами. Платформа конодонтов группы ***Polygnathus nodocostatus* – *Mesotaxis*** плоская, боковые края могут

быть опущены вниз. Скульптура выражена бугорками, беспорядочно расположенными или собранными в поперечные, продольные ряды. Конодонты группы ***Polygnathus varcus* – *Po.brevilaminus*** имеют длинный свободный лист и платформу с гладкой поверхностью. Другая группа конодонтов с гладкой платформой группа ***Polygnathus glaber* – *Po.politus***, характеризуется коротким свободным листом. Платформа у представителей этой группы гладкая, уплощенная или с приподнятыми боковыми краями, которые могут нести короткие поперечные ребра. Группа ***Polygnathus communis*** (по Т.Н. Воронцовой род *Neopolygnathus* Vorontzova) обладает уплощенной платформой, имеющей ланцетовидные, овальные очертания. Свободный лист у конодонтов этой группы равен или чуть меньше половины длины платформы. Поверхность платформы гладкая или слабо орнаментирована продольными, диагональными, радиальными гребнями или поперечными ребрами. Характерной особенностью является то, что позади базальной полости присутствует четко выраженная депрессия.

Среди фаменских полигнатид в бассейне Большого Каратау обнаружены конодонты всех шести основных групп: *Polygnathus costatus* – *Po.inornatus*, *Polygnathus linguiformis* – *Po.semicostatus*, *Polygnathus nodocostatus* – *Mesotaxis*, *Polygnathus varcus* – *Po.brevilaminus*, *Polygnathus glaber* – *Po.politus* и *Polygnathus communis*. Представители этих групп различаются орнаментацией платформы, положением и формой базальной полости. Кроме особенностей морфологии, вышеперечисленные группы характеризуются принадлежностью к разным биофаціальным комплексам конодонтов.

Имеющийся материал позволил проследить последовательность появления видов этих групп, а также наметить филогенетические связи внутри групп.

При составлении модели использовались данные других авторов с добавлением недостающих звеньев и внесением необходимых изменений в некоторые филогенетические линии.

Взаимосвязи некоторых видов в группе **Polygnathus costatus – Po.inornatus** рассматривались в работах [3, 4, 7]. Конодонты этой группы в бассейне Большого Каратау представлены следующими видами: *Polygnathus normalis* Miller et Youngquist, *Po.porrectus* Vorontzova et Kuzmin, *Po.argutus* Vorontzova et Kuzmin, *Po.subnormalis* Vorontzova et Kuzmin и *Po.inornatus* Branson et Mehl. Самый ранний представитель этой группы *Polygnathus normalis* характеризуется асимметричной, ланцетовидной, аркообразно изогнутой платформой, боковые края которой приподняты на всем протяжении, причем в передней трети они слабо сжаты и высоко подняты. Скульптура образована низкими поперечными ребрами. Базальная полость небольшая, продолговатая с узкими флангами и расположена в передней трети платформы. Основные признаки этого вида передаются последующим, стоящим в филогенетической линии видам, что отчетливо видно на связи *Polygnathus normalis – Po.subnormalis*. Вид *Polygnathus subnormalis* отличается от предковой формы более вытянутой платформой, с высоко поднятыми в передней половине боковыми краями и заостренным передним концом. В процессе развития дальнейшей филогенетической линии (*Polygnathus normalis – Po.porrectus – Po.argutus* и далее к *Po.inornatus*) происходит незначительное увеличение ширины платформы и усложнение строения ее передней части. Практически стабильными признаками являются степень изгиба осевого гребня, относительная длина свободного листа, форма и положение базальной полости.

Представители этой группы появились в фаменском бассейне Большого Каратау в мейстеровское время. Затем благополучно существовали на протяжении сульциферового времени и уже к началу симоринского времени они вымирают. Остается лишь один представитель этой группы – *Polygnathus inornatus*, который в дальнейшем в нижнем карбоне становится морфологически разнообразным и многочисленным.

Группа **Polygnathus linguiformis – Po.semicostatus** представлена филогенетической линией, связанной в основном с видом *Polygnathus semicostatus* Branson et Mehl, обладающим удлиненно-языковидной платформой с приподнятыми в передней части боковыми краями, выполаживающимися назад, и скульптурой в виде коротких поперечных ребер по краю платформы и длинных, прерывистых на язычке. В эту группу также включены следующие виды: *Polygnathus szulczewskii* Matyja, *Po.planirostratus* Dreesen et Dusar, *Po.obliquicostatus* Ziegler, *Po.extralobatus* Schäfer и *Po.znepolensis* Spassov. Фаменскую филогенетическую линию этой группы можно охарактеризовать переходами в двух ветвях:

Polygnathus semicostatus – Po.obliquicostatus – Po.extralobatus – Po.znepolensis и в ветви *Polygnathus semicostatus – Po.szulczewskii – Po.planirostratus*. В первой ветви развитие идет за счет изменения и усложнения формы и скульптуры платформы. Так, *Polygnathus obliquicostatus* характеризуется более тонкой скульптурой, косо ребристостью на внутренней стороне платформы. Вид *Polygnathus extralobatus* имеет асимметричную грушевидную платформу, наружный край вблизи заднего конца резко лопастеобразно расширен, скульптура на внутренней стороне платформы в виде косых тонких ребер, а на наружной стороне – поперечных грубых ребер. Вид *Polygnathus znepolensis* обладает асимметричной ланцетовидной платформой, внутренняя сторона которой узкая и покрыта серией тонких косых ребер. Наружный край платформы гладкий. В другой ветви виды обладают сходными родовыми признаками, но различаются боковыми краями и формой базальной полости. У *Polygnathus szulczewskii* удлиненная, аркообразно изогнутая платформа, боковые края которой приподняты в передней части, а в задней – выположены. Наружный край выпуклый, внутренний – слабо вогнутый или прямой. Вблизи переднего конца платформы боковые края гладкие или несут короткие поперечные ребра. Базальная полость вытянутая, с узкими флангами. У переходных форм от *Polygnathus szulczewskii* к *Po.planirostratus* платформа становится более короткой и широкой.

Появление конодонтов этой группы в изученном бассейне началось в середине мейстеровского времени. Первым появляется *Polygnathus semicostatus* (зона *serpida*), который затем продолжает существовать до основания симоринского времени. В мейстеровское время также появляются *Polygnathus szulczewskii* и *Po.planirostratus* (зоны *serpida–rhomboidea*). Вид *Polygnathus obliquicostatus* получил широкое распространение в конце сульциферового времени (зона *postera*). В симоринское время появляются *Polygnathus extralobatus* и *Po.znepolensis* (зоны *expansapraesulcata*).

Для фаменских представителей группы **Polygnathus nodocostatus – Mesotaxis** филогенетические схемы были составлены ранее в работах [2, 5, 6, 8]. Предковыми формами этой группы считаются франские виды *Polygnathus ettremae* Pickett и *Po.unicornis* Müller et Müller. Оба вида характеризуются уплощенной платформой, скульптурой в виде отдельных или сливающихся в продольные гребни бугорков. Отмечается широкое морфологическое разнообразие от узких форм с одним продольным рядом бугорков до широких с многочисленными рядами бугорков. Эта изменчивость прослеживается в онтогенезе у многих фаменских представителей группы *Polygnathus nodocostatus*. В филогенетической линии этой группы можно выделить две основных ветви. Первую ветвь составляют экземпляры со скульптурой, представленной бугорками, образующими продольные ряды. Вторую – со скульптурой, представленной

отдельными бугорками, равномерно покрывающими поверхность платформы и образующими нечетко выраженные продольные ряды. К представителям первой ветви относятся виды: *Polygnathus inconcinuus* Kuzmin et Melnikova, *Po.vetus* Kuzmin et Melnikova, *Po.margaritatus* Schäfer, *Po.praehassi* Schäfer и *Po.hassi* Helms. Скульптура филогенетически ранних конодонтов этой ветви представлена по одному ряду бугорков с каждой стороны от осевого гребня, а у более поздних форм количество рядов, переходящих в гребни, может увеличиваться до двух или трех. Группу второй ветви составляют виды: *Polygnathus nodocostatus* Branson et Mehl, *Po.granulosus* Branson et Mehl, *Po.praestriacus* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky и *Po.styriacus* Ziegler. У этих видов наблюдается тенденция к редукции бугорков и увеличению гладкой поверхности с образованием цепочек бугорков, расположенных под углом к осевому гребню. В последней ветви обособляются конодонты с четко выраженными ростральными гребнями в передней части платформы – *Polygnathus pennatuloideus* Holmes, *Po.nodoundatus* Helms, *Po.perplexus* Thomas, *Po.subirregularis* Sandberg et Ziegler и *Po.experplexus* Sandberg et Ziegler. Особую ветвь образуют виды с удлинено-линзовидной формой платформы: *Polygnathus fallax* Helms et Wolska, *Po.lagowiensis* Helms et Wolska, *Po.besharikensis* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky, *Po.talapicus* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky и *Po.gut-tiformis* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky.

Представители двух основных ветвей появляются в бассейне Большого Каратау почти одновременно в начале мейстеровского времени (зоны *triangularis* – *serpida*). Следующая вспышка видообразования произошла в середине мейстеровского времени (зона *rhomboidea*), когда получили развитие виды: *Polygnathus vetus*, *Po.besharikensis*, *Po.talapicus* и *Po.guttiformis*. Начиная с первой половины сульфидового времени (зона *marginifera*) здесь преобладали *Polygnathus pennatuloideus*, *Po.nodoundatus*, *Po.fallax* и *Po.lagowiensis*. Виды *Polygnathus granulosus*, *Po.praestriacus*, *Po.styriacus*, *Po.margaritatus*, *Po.perplexus* и *Po.subirregularis* широко развиты во второй половине сульфидового времени (зоны *trachytera-postera*). Очередная вспышка видообразования отмечена в симоринское время (зоны *expansapraesulcata*), где встречены *Polygnathus experplexus*, *Po.praehassi* и *Po.hassi*. В этот же временной интервал продолжают существовать *Polygnathus perplexus*, *Po.styriacus* и *Po.margaritatus*.

Для конодонтов группы ***Polygnathus glaber*** – ***Po.politus*** установлены следующие филогенетические связи и тенденции развития. В статье Т.Н. Воронцовой [2] указывается, что для фаменских видов этой группы предковой формой мог являться *Polygnathus politus* Ovnatanova, который широко был распространен в верхнефранских отложениях. В отличие от фаменских форм он характеризуется асимметричной

платформой и резко приподнятыми боковыми краями в передней части платформы. От *Polygnathus politus* происходит *Po.lanceolus* Vorontzova, у которого платформа становится копьевидной формы и осевой гребень достигает ее заднего конца. В свою очередь, от *Polygnathus lanceolus* появляются виды: *Polygnathus deplanatus* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky (плоская платформа грушевидной формы), *Po.incomptus* Vorontzova (узкая, удлинённая, коробчатая платформа с параллельными боковыми краями, приподнятыми по всей длине), *Po.asilbekensis* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky (узкая, удлинённо-овальная платформа) и *Po.gladrius* sp.nov. (в печати) (мечевидная платформа с заостренным задним концом). Далее развитие идет по двум линиям. От *Polygnathus incomptus* происходит *Po.restrictus* Vorontzova, у которого размеры платформы уменьшаются, платформа приобретает коробчатую форму, а базальная полость увеличивается и смещается в направлении свободного листа. Другая линия – от предковой формы *Polygnathus deplanatus* происходит *Po.pjatakova* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky, а затем и *Po.tursunculovi* sp.nov. (в печати). *Polygnathus pjatakova* имеет удлинённо-овальную, симметричную платформу, у которой боковые края приподняты и сильно уплощены в виде парапетов. *Polygnathus tursunculovi* характеризуется маленькой узкой платформой, приподнятыми боковыми краями платформы, увеличенным свободным листом и крупной базальной полостью. Можно предположить, что с *Polygnathus tursunculovi* филогенетически связан другой вид, *Po.streeli* Dreesen, Duser et Groessens, у которого платформа приобретает неправильно-овальную форму с круто приподнятыми в передней части боковыми краями. Базальная полость также занимает положение на сочленении платформы и свободного листа.

Предковая форма для ветви *Polygnathus glaber* пока не установлена. В этой линии гладких полигнатид выделяются *Polygnathus glaber glaber* Ulrich et Bassler, *Po.glaber medius* Helms et Wolska и *Po.glaber bilobatus* Ziegler. Последние два вида произошли от *Polygnathus glaber glaber* путем изменения платформы от овальной плоской формы до коленообразно изогнутой (в передней части) или удлинённо-сердцевидной, с лопастью в передней трети платформы.

К рассматриваемой группе конодонтов относятся также *Polygnathus tinus* Pazuhin, *Po.vagus* Pazuhin и *Po.vogesi* Ziegler, которые имеют отчетливые признаки: небольшой свободный лист, гладкую платформу с приподнятыми боковыми краями и короткие поперечные ребра.

Широкое развитие в мейстеровское время в изученном бассейне получили полигнатиды, которые известны в других фаменских палеобассейнах мира, такие как *Polygnathus glaber glaber*, а также виды региональные – *Po.lanceolus* и местные – *Po.deplanatus*, которые появляются с зоны *serpida*. Следующая вспышка видообразования отмечается

в сульфидное время. Здесь, с основания зоны marginifera, появляются *Polygnathus incomptus*, *Po.asilbekensis*, *Po.pjatakovaе*, *Po.glaber medius*, *Po.glaber bilobatus*, *Po.tinus* и *Po.vagus*. К концу сульфидного времени многие виды исчезают и появляются новые представители этой группировки: *Polygnathus gladius*, *Po.restrictus* и *Po.tursunculovi*. Два последних вида существуют и в симоринское время наряду с появившимися и широко распространенными здесь *Polygnathus streeli* и *Po.vogesi*.

Фаменские представители группы **Polygnathus communis** были рассмотрены ранее Т.Н. Воронцовой [1]. Имеющийся у автора конодонтовый материал позволил проследить только одну филогенетическую линию от *Polygnathus communis* Branson et Mehl к *Po.mutabilis* Khalymbadza, Shinkaryov et Gatovsky. *Polygnathus communis* имеет уплощенную, гладкую платформу и депрессию, расположенную позади базальной полости. У *Polygnathus mutabilis* сохраняется предковый признак – депрессия с нижней стороны платформы, но в то же время платформа становится ланцетовидной, с расширенным наружным краем и прямым внутренним, с короткими поперечными ребрами. Базальная полость небольшая, линзовидная, без флангов.

Polygnathus communis встречается в бассейне Большого Каратау на протяжении всего фамена начиная с мейстеровского времени и заканчивая симоринским. В свою очередь, вид *Polygnathus mutabilis* появляется в конце мейстеровского времени (зона rhomboidea) и исчезает в середине сульфидного времени (зона trachytera).

Полученные данные по конодонтам рода *Polygnathus* указывают на определенные тренды в их раз-

витии и дают возможность выделять эволюционные рубежи. Знание этих рубежей позволило уточнить стратиграфическое положение литологических подразделений изученного региона по находкам в них конодонтов данного рода.

Литература

1. Барсков И.С., Воронцова Т.Н., Кононова Л.И., Кузьмин А.В. Определитель конодонтов девона и нижнего карбона. М.: Изд-во МГУ, 1991. 184 с.
2. Воронцова Т.Н. Род *Polygnathus sensu lato* (конодонты): филогения и систематика // Палеонтологический журнал. 1993. № 3. С. 66–78.
3. Воронцова Т.Н., Кузьмин А.В. Распространение новых видов конодонтов рода *Polygnathus* в фаменских отложениях Центрального Казахстана // Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 58–64.
4. Кузьмин А.В. Асимметричные пары платформенных элементов у некоторых представителей рода *Polygnathus* (конодонты) // Палеонтологический журнал. 1990. № 4. С. 66–74.
5. Халымбаджа В.Г., Шинкарев Г.Е., Гатовский Ю.А. Новые фаменские полигнатиды (конодонты) Южного Казахстана // Палеонтологический журнал. 1991. № 2. С. 56–64.
6. Helms J. Die “nodocostata-Gruppe” der Gattung *Polygnathus* oberdevonische Conodonten // Geologie, 1961. Vol. 10, № 6. S. 674–711.
7. Schäfer W. Einige neue Conodonten aus dem höheren Oberdevon des Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge) // Geol. und Paläontol. 1976. B. 10. S. 141–152.
8. Ziegler W. Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung // Abh. hess. L. Amt Bodenforsch 1962. № 38. 166 s.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО КАРБОНА ПО КОНОДОНТАМ

Н.В. Горева

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Конодонты – одна из ведущих групп микрофауны палеозоя, имеющая ортостратиграфическое значение и большой корреляционный потенциал, обеспечивающий широкую межрегиональную корреляцию. Этой группе ископаемых отдается преимущество при установлении стратотипов границ ярусов глобальной стратиграфической шкалы. В настоящее время единой стандартной шкалы верхнего карбона по конодонтам не существует. Трудности её создания связаны как с неравномерностью изучения этого интервала в различных регионах и неясностью филогенетических связей в основных линиях платформенных конодонтов, так и с биогеографическим провинциализмом и эндемизмом фауны, обусловленными резкими гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря в этот период. Общий регрессивный характер позднего карбона и низкое стояние

глобального уровня моря определили высокую степень эндемизма не только бентосных, но и пелагических фаун этого времени, в том числе и конодонтов.

Для нижнего карбона, когда господствовал теплый климат и уровень океана был высок, для территории России вполне может быть применима слегка модифицированная конодонтовая шкала, разработанная в Западной Европе и США. Благодаря работам последних лет предложены весьма детальные шкалы для среднего карбона – башкирского [2] и московского [3] ярусов. В последние годы достигнут значительный прогресс в понимании стратиграфического распространения конодонтов в мелководных отложениях типовых разрезов касимовского и гжельского ярусов в Московской синеклизе и более глубоководных отложениях Южного Урала.

Материалы и методы

Центральные районы Восточно-Европейской (Русской) платформы послужили основой для выделения верхнего отдела каменноугольной системы в его традиционном понимании. Именно здесь находятся типовые области двух ярусов этого отдела – касимовского и гжельского, а также были выделены горизонты и дано расчленение на фузулинидовые зоны. Поэтому разработка зональной шкалы по конодонтам прежде всего опиралась на детальное изучение опорных разрезов этой территории.

Изучение конодонт поздне карбона в России началось с начала 70-х гг. прошлого столетия и связано с именами И.С. Барскова, А.С. Алексева и Н.В. Горевой. На протяжении длительного времени в СССР, а затем и в России использовалась схема И.С. Барскова с соавт. [1]. Только в последние годы, при работах по обоснованию ярусных подразделений Российского карбона в качестве ярусов Международной стратиграфической шкалы, когда в результате ревизии и детального изучения опорных разрезов касимовского и гжельского ярусов в типовой местности и смежных регионах был получен огромный новый материал, появилась возможность уточнения ранее принятой схемы. В Подмосковье были детально изучены разрезы касимовского и нижней части гжельского ярусов в двух основных районах: вблизи Воскресенска (типовой район касимовского яруса) и на территории Москвы (типовой район большинства горизонтов верхнего карбона Русской платформы). Разрезы Южного Урала в отличие от подмосковных являются значительно более глубоководными, что определяет вероятность присутствия в них таксонов конодонт, имеющих более широкое распространение и допускающих удаленные корреляции. Гжельский ярус в Подмосковье хорошо охарактеризован конодонтами только в нижней части (добрятинский горизонт). Поэтому для этого интервала за основу была принята шкала, предложенная В.В. Черныхом [5].

Результаты и обсуждение

Зональная схема. Полученные материалы позволили в значительной степени модернизировать конодонтовую зональность, предложенную ранее для московско-гжельского интервала Московской синеклизы [6]. Эти изменения коснулись как названия зон, так и их объема. На основании всех имеющихся материалов предложена более детальная зональная шкала верхнего карбона России по конодонтам. Все зоны в данной шкале выделены по единому принципу будучи интервал-зонами. Их нижние границы определены по первому появлению вида-индекса. Комплексы конодонт данного интервала отличаются таксономической бедностью. Поэтому зональные комплексы конодонт характеризуются присутствием лишь одного-двух типичных видов. Касимовскому ярусу в

этой схеме отвечают 6 зон, гжельская последовательность включает 5 зон.

За пределами СССР и России зональные схемы рассматриваемого временного интервала существуют лишь для Мидконтинента США [7] и Южного Китая [16]. Наиболее глубоко проработанной является схема Мидконтинента, где коноднты столь же многочисленны, как и в центральных районах Восточно-Европейской платформы, но их видовой состав существенно отличается из-за отмеченной выше изоляции бассейнов.

Корреляция. Корреляция зон для верхнего карбона возможна только на отдельных рубежах, выделяемых в пределах параллельно существующих зональных последовательностей по конодонтам. Наиболее уверенно коррелируются основания зон *sagittalis*, *zethus*, *simulator*, *virgilicus* и *wabaunsesis*, присутствие которых установлено в Мидконтиненте США и Южном Китае. На данном стратиграфическом уровне удалось создать надежный каркас удаленных циклостратиграфических корреляций, основанных на глобальном проявлении трансгрессий и регрессий, вызванных флуктуациями ледниковой шапки Гондваны. На основе установленной цикличности при строгом биостратиграфическом контроле, в первую очередь по конодонтам, уточнена субглобальная корреляция гляциоэвстатических циклотем пограничного касимовско-гжельского интервала через Мидконтинент Северной Америки и Московскую синеклизу, Донецкий бассейн Восточной Европы, где эти циклотемы хорошо распознаются. Кроме основных циклотем проведена корреляция и циклов более низкого ранга. Таким образом, создан корреляционный каркас практически для всех касимовских и раннегжельских циклотем [9], возраст которых обоснован конодонтами.

Обоснование ярусных границ. Международная стратиграфическая шкала каменноугольной системы с ее делением на подсистемы, отделы и ярусы была ратифицирована Международным союзом геологических наук в 2004 г. и на данный момент находится на завершающей стадии разработки. Для обоснования нижних границ ярусов к настоящему времени определены только некоторые наиболее значимые маркеры, в качестве которых рассматриваются как появления родов, так и видов конодонт, фораминифер и аммоноидей. При определении границ ярусов явное предпочтение отдается конодонтам как группе пелагических организмов, имеющих широкое географическое распространение, меньшую зависимость от фаций и высокие темпы эволюции. На данный момент по конодонтам утверждены стратотипы (GSSP): нижней границы карбона и, соответственно, турнейского яруса – разрез Ла-Серр в Черных Горах на юге Франции, подошва конодонтовой зоны *Siphonodella sulcata*, и основания пенсильванской подсистемы и одновременно башкирского яруса в разрезе Эрроу-Каньон, штат Невада, США, подошва конодонтовой зоны

Declinognathodus noduliferus. Кроме того, утверждена и верхняя граница системы (вернее основание перми) по появлению конодонтов *Streptognathodus isolatus* Chernykh et al. в разрезе Айдаралаш (Мугоджары, Западный Казахстан). Остальные ярусные границы еще не закреплены [11].

Визейский ярус. Завершена работа по фиксации его нижней границы на уровне появления фораминифер *Eoparastaffella simplex* Vdovenko с дополнительным маркером из конодонтов *Gnathodus homopunctatus* Ziegler. В качестве GSSP для этой границы предложен разрез Пенчон (Pengchong), расположенный в провинции Гуанси на юге Китая. В настоящее время это единственная ярусная граница, определенная не по конодонтам.

Серпуховской ярус. Еще в 1995 г. международным коллективом исследователей было предложено [15] закрепить его нижнюю границу на уровне первого появления конодонтов *Lochriea zieglerei* Nemyrovska et al., что зафиксировано в верхней части веневского горизонта Подмосковья. В качестве потенциального стратотипа предложен глубоководный разрез Верхняя Кардаилловка на восточном склоне Южного Урала, где в пограничном интервале совместно присутствуют аммоноидеи, конодонты, а также фораминиферы [12].

Московский ярус. В типовой местности верейский горизонт с большим перерывом залегает на более древних слоях карбона, что делает невозможным зафиксировать нижнюю границу яруса. В качестве потенциальных маркеров были предложены три таксона: *Declinognathodus donetzius* Nemyrovska и *Idiognathoides postsulcatus* Nemyrovska, появляющиеся вблизи основания московского яруса (известняк K₂) в Донбассе, и один из морфотипов *Neognathodus nataliae* Alekseev et Gerelzezeg, установленный в атокском ярусе США. Более приемлемым представлялся *D. donetzius*, но до настоящего момента этот морфологически четкий вид, являющийся потомком *D. marginodosus* Grayson, установлен только в Донбассе, Подмосковье и на Южном Урале. Недавно китайские специалисты предложили использовать в качестве маркера первое появление конодонтов *Diplognathodus ellesmerensis* Bender [13].

Касимовский ярус. Граница московского и касимовского ярусов также пока не получила своего маркера из-за высокой степени эндемизма морских фаун этого времени. Международной рабочей группой были предложены новые биостратиграфические маркеры для подошвы касимовского яруса – появление конодонтов *Idiognathodus sagittalis* или *I. turbatus* и возникновение легко идентифицируемых в Евразии фузулинид рода *Montiparus* [8]. *I. sagittalis* был установлен в Донбассе, Подмосковье и на Южном Урале, в Кантабрийских горах Испании, северной Канаде, Южной Корее и Южном Китае. *I. turbatus* известен из разрезов Мидконтинента США [14], Подмосковья и, возможно, Южного Урала. В Подмосковье (типичная местность касимовского яруса) эти виды появляются

в нижней части неверовской свиты хамовнического горизонта (неостратотип касимовского яруса, разрез Афанасьев), что значительно выше нижней границы касимовского яруса, как она зафиксирована в Общей стратиграфической шкале России.

Гжельский ярус. Международная подкомиссия приняла решение нижнюю границу гжельского яруса определять по появлению конодонтов *Idiognathodus simulator* [10]. Этот вид хорошо изучен и установлен практически во всех морских разрезах пенсильвания как в Северной Америке, так и Евразии. Короткое время существования и широкое географическое распространение делают первое появление этого вида хорошим маркером при корреляции касимовско-гжельской границы. В карьере Гжель (стратотип гжельского яруса) и в карьере Русавкино (стратотип русавкинской свиты) это событие зафиксировано в верхней части русавкинской свиты добрятинского горизонта, в 5–6 м выше традиционной границы касимовского и гжельского ярусов. Первое появление *Idiognathodus simulator* определяет границу одноименной зоны.

Таким образом, в последние годы достигнут значительный прогресс в каменноугольной конодонтовой стратиграфии. Разработана более детальная зональная шкала верхнего карбона России по конодонтам. Касимовскому ярусу в этой схеме отвечают 6 зон (*subexcelsus*, *makhlinae*, *sagittalis*, *cancellosus*, *toretzianus*, *firmus*), гжельская последовательность включает 5 зон (*simulator*, *vitali*, *virgilicus*, *bellus* и *wabaunsensis*). Предложенная зональная схема основана на детальном изучении конкретных разрезов. Выделенные зоны обоснованы изучением филогенетического развития разных линий конодонтов. Многие вопросы еще не решены окончательно. Требуют ревизии некоторые видовые таксоны. Однако предлагаемая зональность уже сейчас используется на практике и позволяет решить ряд вопросов по стратиграфии и корреляции. Схема апробирована на многочисленных разрезах, рассматривается в качестве зонального стандарта карбона и включена в общую стратиграфическую шкалу России [4].

Исследования поддержаны РФФИ, проекты 07-05-00997 и 09-05-00101.

Литература

1. Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В., Кононова Л.И., Мигдисова А.В. Зональная шкала карбона Восточно-Европейской платформы по конодонтам // Палеонтологическая характеристика стратотипических и опорных разрезов карбона Московской синеклизы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. С. 143–151.
2. Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицина З.А., Кочетова Н.Н. Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса Южного Урала. Уфа: Гилем, 2001. 139 с.
3. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Горюнова Р.В. и др. Средний карбон Московской синеклизы (южная

- часть). Т. 2: Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001. 328 с.
4. *Постановление* МСК и его постоянных комиссий. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. Вып. 34. С. 6–9.
 5. Черных В.В. Зональная шкала касимовского и гжельского ярусов по конодонтам рода *Streptognathodus* // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: Ин-т геологии геохимии УрО РАН, 2002. С. 302–306.
 6. *Alekseev A.S., Goreva N.V.* Conodont zonation for the type Kasimovian and Gzhelian stages in the Moscow syncline (Russia). Proceeding of the XV International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Royal Netherlands Academy of Arts and sciences, 2007. P. 229–242.
 7. *Barrick J.E., Lambert L.L., Heckel P.H., Boardman D.R.* Pennsylvanian conodont zonation for Midcontinent North America // *Revista Espanola de Micropaleontologia*. 2004. № 36(2). P. 231–250.
 8. *Goreva N.V., Alekseev A.S., Isakova T.N., Kossovaya O.L.* Afanasievo section – neostatotype of Kasimovian Stage (Upper Pennsylvanian Series), Moscow Basin, central Russia // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2007. Vol. 25. P. 8–14.
 9. *Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E. et al.* Cyclothem [“digital”] correlation and biostratigraphy across the global Moscovian-Kasimovian-Gzhelian stage boundary interval (Middle-Upper Pennsylvanian) in North America and eastern Europe // *Geology*. 2007. Vol. 35, № 7. P. 607–610.
 10. *Heckel P.H., Alekseev A.S., Barrick J.E. et al.* Choice of conodont *Idiognathodus simulator* [sensu stricto] as the event marker for the base of the global Gzhelian Stage (Upper Pennsylvanian Series, Carboniferous System) // *Episodes*. 2008. Vol. 31, № 3. P. 319–325.
 11. *Heckel P.H., Clayton G.* The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages // *Geologica Acta*. 2006. Vol. 4, № 3. P. 403–407.
 12. *Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Pazukhin V.N. et al.* Advances in understanding of the Visean-Serpukhovian boundary in the South Urals and its correlation // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2005. Vol. 23. P. 27–30.
 13. *Qi Yuping, Wang Zhihao, Wang Yue et al.* Stop 1. Nashui section, Luodian County // Pennsylvanian and Lower Permian carbonate succession from shallow marine to slope in southern Guizhou. Bashkirian-Moscovian-Kasimovian-Gzhelian boundary intervals and cyclothem deposition. Field excursion C3. XVIth International Congress on the Carboniferous and Permian. June 21–24, 2007, Nanjing, China, 2007. P. 8–16.
 14. *Roscoe S.J., Barrick J.E.* Revision of *Idiognathodus* species from the Middle-Upper Pennsylvanian boundary interval in the Midcontinent Basin, North America // *Paleontographica Americana*. 2009. № 62. P. 115–147.
 15. *Skompski S., Alekseev A.S., Meischner D. et al.* Conodont distribution across the Visean/Namurian boundary // *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*. 1995. № 188. P. 177–209.
 16. *Wang Zhi-hao, Qi Yu-ping.* Report on the Pennsylvanian conodont zonation from the Nashui section of Loudian, Guizhou, China // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2002. № 20. P. 29–32.

ЮРГИНСКАЯ СВИТА (ФАМЕНСКИЙ ЯРУС) СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КУЗБАССА (ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ ФЕНОМЕН)

Я.М. Гутак, З.А. Толоконникова

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия

Значительную часть разреза фаменского яруса верхнего девона Томь-Колыванской зоны (северное обрамление Кузбасса) занимает юргинская свита, мощность которой составляет около 1500–1600 м. Впервые эти отложения исследовались еще П.Н. Венюковым и А.Н. Державиным в конце XIX в. В качестве юргинской свиты эти отложения предложил выделять А.В. Тыжнов [7]. Типовой район распространения свиты охватывает участок верхнего течения р. Томи и ее притоков р. Искитим, р. Тальменка, рч. Никольская в районе г. Юрги от д. Малая Тайменка до ст. Тутальской (Кемеровская область) (рис. 1).

Уже при первых геологических исследованиях этого района (Державин, 1895; Венюков, 1896) в юргинской свите обнаружены окаменелости, среди которых определены брахиоподы: *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. archiaci* (Murch.), *C. disjunctus* (Sow.), *Productella* sp. Более детально разрез был изучен А.В. Тыжновым в 1940 г. [7]. В ходе этих исследований в разрезе свиты выделены нижне- и верхнеюргинская подсвиты. Нижнеюргинская под-

свита представлена чередующимися прослоями расланцованных, мелкозернистых, известковистых песчаников и алевролитов серого, желтовато-серого цветов. В ряде пунктов в ней обнаружены окаменелости, среди которых по заключению Л.Н. Краевской присутствуют брахиоподы: *Cyrtospirifer ex.gr.verneuili* (Murch.), *Cyrtospirifer cf. platynotus* (Well.), *Mesoplica ex.gr. praelonga* (Sow.), *Chonetes* sp., гониатиты, наутилоидеи, мшанки. Верхнеюргинская подсвита отличается появлением в разрезе «жерновых» аркозово-кварцевых, иногда грубозернистых песчаников в чередовании с песчано-глинистыми и глинистыми углеродистыми сланцами. По стратиграфическому положению и литологии («жерновые» песчаники) она сопоставлялась с верхней красноцветной толщей верхнего девона Кузбасса (в настоящее время подонинский горизонт). Фауна верхнеюргинской толщи характеризуется большим разнообразием. Для неё характерны: брахиоподы *Cyrtospirifer jurgensis* Kraev., *C. aff. tenticulum* (Vern.), *C. platynotus var. sibirica* Kraev., *Mesoplica ex.gr.praelonga* (Sow.), *M. cf. meis-*

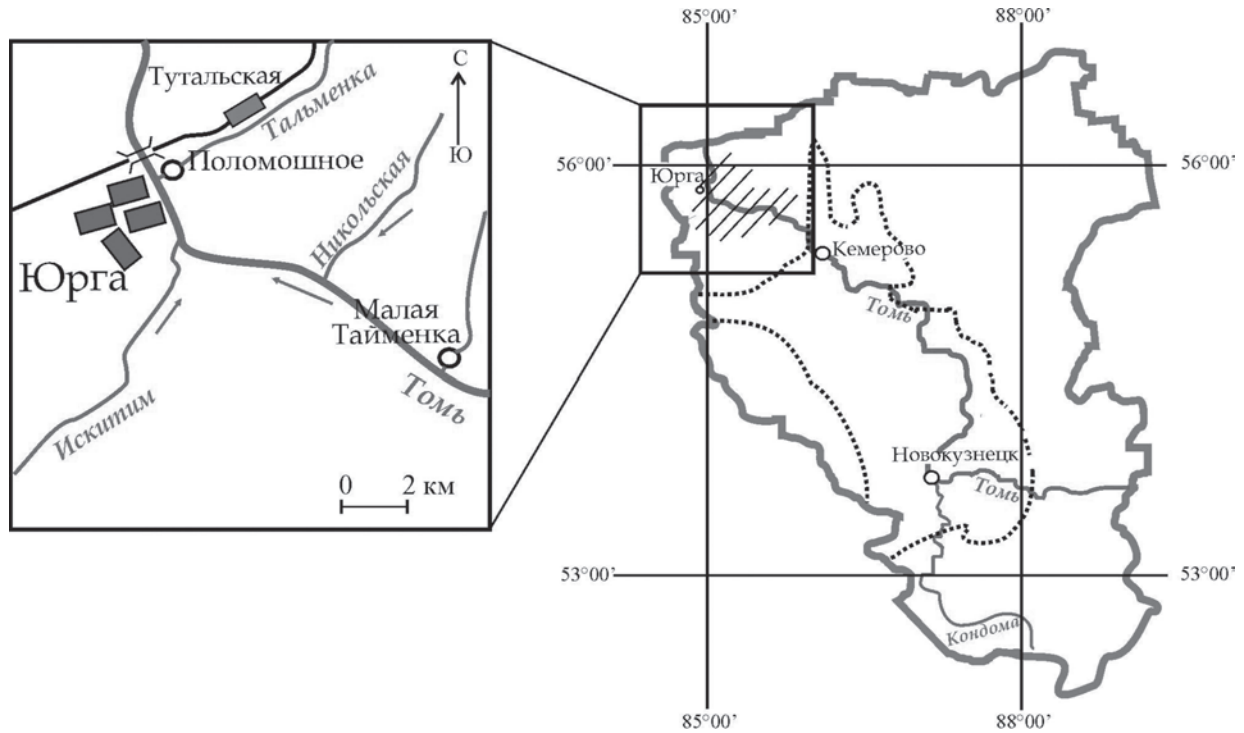


Рис. 1. Схема распространения отложений юргинской свиты (штриховкой показана область распространения)

teri (Peetz), *Schuchertella* cf. *perversa* Hall, *Sch.* ex.gr. *chemungensis* (Cong), *Rhipidomella* sp., *Camarotoechia* sp., *Chonetes steigera* Hall., головоногие климениевой группы, наутилоидеи, гастроподы *Murchisonia* sp., двустворчатые моллюски *Nucula* sp., криноидеи, мшанки *Treplostomata*, *Fenestella* cf. *taidonica* Tsch., *F.* aff. *flexuosa* Ulr., *F. multispinosa* Ulr., *Hemitrypa* sp., *Fistulipora* sp., два новых вида *Tabulipora* sp. (определения Л.Н. Краевской).

В 1960 г. Л.Н. Краевской публикуется описание новых брахиопод из юргинской свиты, содержащее также уточненные списки окаменелостей [2]. Среди них – брахиоподы: *Camarotoechia* aff. *griasisca* Nal., *Camarotoechia* sp., *Chonetes minuta* var. *tuberculata* Khalf., *Puchosochonetes* aff. *hardrensis* Phill., *Cyrtospirifer jurgensis* Краев., *Cyrtospirifer juliaeformis* Краев., *C. platynotus* var. *asiatica* Краев., *C. sokur* Краев., *Mesoplica* ex.gr. *praelonga* (Sow.), *Schuchertella chemungensis* Cong., *Sch.* cf. *perversa* Hall, *Sch.* cf. *umbraculum* Schl.; двустворки: *Modiomorpha* sp., *Nucula* sp., *Paleionella* sp., *Schizoides* sp., гастроподы: *Bellerophon* sp., *Murchisonia* sp., *Ptychomphalus* aff. *divis* Kon.; мшанки: *Fenestella* cf. *taidonica* var. *antractus* Tsch., *F.* aff. *flexuosa* Ulr., *F.* aff. *multispinosa* Ulr., *F.* cf. *vera* Ulr., *Hemitrypa* sp., *Fistulipora* sp., *Tabulipora* sp. В корреляционном плане свита сопоставляется со слоями Этрен верхнего фамена. Это не противоречит приведенным выше спискам окаменелостей и факту наличия в перекрывающих отложениях чингиссой свиты вулканического материала (аналог крутовских слоев Кузбасса). Такая корреляция несколько отличается от принятой в Легенде государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000 (второе

издание), где юргинская свита коррелируется только с подонинским горизонтом [1, 6]. Верхняя и нижняя границы юргинской свиты согласные. Она залегает на терригенно-карбонатных отложениях верхней под-свиты пачинской свиты франско-раннефаменского возраста и перекрывается карбонатными с примесью вулканического материала отложениями чингисской свиты нижнего карбона.

Несмотря на хорошую доступность и неплохую обнаженность, изученность свиты оставляет желать лучшего, к тому же точная привязка стратотипа отсутствует. Достаточно сказать, что в стратотипическом районе разрез имеет протяженность более 18 км, при этом первые 5,5 км ниже дер. Малая Тальменка вообще без коренных выходов. В районе самой деревни несколько выше по течению реки обнажаются зелено-серые рассланцованные аргиллиты пачинской свиты. Последние два километра в районе садовых участков выше пос. Поломошное также содержат только отдельные выходы рассланцованных алевролитов пачинской свиты. Необходимо отметить, что разрез правого борта р. Томь вблизи г. Юрги подвержен весьма сильным пликативным (складчатость) и дизъюнктивным (разрывы) дислокациям, что также не способствует точному определению места стратотипа.

Для уточнения возраста свиты, расширения ее палеонтологической характеристики сотрудниками научно-исследовательской лаборатории «Палеонтология и палеогеография» КузГПА летом 2008 г. были исследованы коренные обнажения в правобережье р. Томи на промежутке от садовых участков пос. Поломошное до устья рч. Никольский (протяжен-

ность около 8 км). Установлено, что первые слои кварцевых песчаников появляются в разрезе в районе резкого изгиба реки в скальном утесе (географические координаты 55°42'17,1'' с.ш., 85°00'02,4'' в.д.) напротив устья р. Искитим. В первом приближении стратотипический разрез продолжается вверх по течению р. Томи на несколько сотен метров до оси синклинали складки. На всем протяжении разреза отмечаются маломощные прослои и линзы окремненных известняков с окаменелостями.

Во всех местонахождениях доминирующей по численности группой окаменелостей выступают мшанки, представленные разнообразными по формам и размерам колониями. На втором месте находятся брахиоподы. Как правило, слои с фауной расположены в верхней части аргиллитовых пачек непосредственно под слоями песчаников, а иногда и в нижней части песчаниковых слоев. Комплекс брахиопод юргинского разреза не отличается большим разнообразием. Преобладают циртоспириферы, в подчиненном количестве отмечаются мезоплики и атиритиды, т.е. особи, приспособленные к жизни на мягком илистом грунте. Всего в разрезе выявлено четыре местонахождения с фауной: Г-08-47 с мшанками, криноидеями, брахиоподами, наутилоидеями (географические координаты 55°42'17,1'' с.ш., 85°00'02,4'' в.д.); Г-08-49 с мшанками (55°42'16,2'' с.ш., 85°00'20,4'' в.д.); Г-08-52 с мшанками, брахиоподами, двустворками, криноидеями (55°42'19,1'' с.ш., 85°00'40,2'' в.д.).

Палеонтологический феномен юргинского разреза, по нашему мнению, заключается в доминирующей роли ископаемых мшанок и их оригинальности. В обработанной части собранного нами каменного материала (около 180 ориентированных шлифов) встречены цистопораты, трепостоматы и многочисленные рабдомезины. Виды *Rhombopora subtilis* Nekh., 1977 (Г-08-49, 1 экземпляр) и *Leptotrypella pojarkovi* Orlov., 1961 (Г-08-47, 2 экземпляра) известны в отложениях нижнего фамена Закавказья (Автономная республика Нахичевань, Азербайджан) в брахиоподовой зоне *Mesoplica meisteri* [3]. Ромбопора распространена, кроме того, в сульфидеровом горизонте среднего фамена Центрального Казахстана [4]. Лептотрипела описана из отложений догнузтауского горизонта (средний фамен) Чаткало-Нарынской зоны западной части Тянь-Шаня [5].

Большинство встреченных в разрезе Bryozoa – новые виды родов *Eofistulipora*, *Atactotoechus*, *Nikiforopora*, *Eridotrypella*, *Klaucena*, *Mediapora*. Широкое латеральное и вертикальное распространение характерно для рода *Atactotoechus* (нижний силур–верхний девон Северной Америки, Евразии) и рода *Eridotrypella* (поздний силур–ранний карбон США, Евразии). Представители рода *Eofistulipora* известны в среднем–верхнем девоне России (Алтае-Саянская область), Монголии

и Китая; *Mediapora* – средний девон–нижний карбон Казахстана, Монголии, Кузнецкого бассейна. Находки новых видов родов *Nikiforopora* (1 вид) и *Klaucena* (4 вида) являются самыми древними (роды известны в нижнем карбоне Евразии).

По нашему представлению, фаунистический комплекс юргинской свиты сформировался в удаленной глубоководной части шельфа (глубины около 200 м) при низких температурах воды. Преобладало пелитовое осадконакопление, прерываемое редкими сбросами порций хорошо окатанного крупнообломочного материала с кромки прибрежного шельфа. Низкая температура морской воды определила недостаток растворенного в воде карбоната кальция (весь отмеченный карбонат локализован в раковинах брахиопод и скелетах мшанок). Это обстоятельство сильно осложняет поиски конодонтов, поскольку в оставшихся от растворения порошках представлены только фрагменты микроскопических Bryozoa.

Отсутствие в разрезе юргинской свиты конодонтов и недостаточная изученность гониатитов не позволяют провести прямую корреляцию со стандартной стратиграфической шкалой девонской системы. Понятно, что ее относительный возраст не выходит за пределы фаменского века (в основании пачинская свита раннего фамена, в кровле чингисская свита раннего турне), но вопрос ее точной относительной датировки еще предстоит решить в ходе дальнейших исследований. При этом особенно важно монографически описать оригинальный комплекс ископаемых мшанок, аналогов которому нет в известных исследователям мировых разрезах фаменского яруса.

Литература

1. Бабин Г.А., Борисов С.М., Токарев В.Н. и др. Легенда Кузбасской серии государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000. Новокузнецк, 1999. 426 с.
2. Краевская Л.Н. Спирифериды верхнеюргинской толщи и их возраст // Труды ТГУ. 1960. Серия геол. Т. 146. С. 29–36.
3. Лаврентьева В.Д. Верхнедевонские мшанки Закавказья // Известия вузов. Геология и разведка. 1985. № 8. С. 12–18.
4. Нехорошев В.П. Девонские мшанки Казахстана. М.: Недра, 1977. 192 с. (Труды ВСЕГЕИ. Новая Серия. Т. 186).
5. Орловский М.Б. Новые фаменские виды мшанок Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня // Палеонтологический журнал. 1961. № 2. С. 64–71.
6. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири, 1979 г. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. Ч. 2. 127 с.
7. Тыжнов А.В. Геологическое строение северо-западной части Кузбасса // Материалы по геологии Западной Сибири. Новосибирск, 1944. Вып. 58.

LATE PALEOZOIC WARM-WATER FORAMINIFERA DIVERSITY DYNAMICS AND CLIMATE

Vladimir Davydov

Permian Research Institute, Dept. Geosciences, Boise State University, Drive, Boise, USA

Benthic foraminifera including fusulinids (symbiont-bearing benthic foraminifera) are among the best indicators of paleoclimate and paleogeography in the Carboniferous and Permian. Benthic foraminifera are poikilothermic, i.e. their body temperature is very close to that of the surrounding water, and responds very quickly to even small changes in the ambient water temperature (Beavington-Penney & Racey, 2004). Larger benthic foraminifera with algal endosymbionts are particularly characteristic of warm, shallow waters and typically responded dramatically to environmental changes. Temperature is the most important physical factor that determines geographic distribution and affects the depth distribution of larger foraminifera by the development of a shallow thermocline that truncates the distribution of shallower species and excludes species adapted to the deepest euphotic zone. Strong and positive correlation between average annual sea-surface temperature and the richness of marine bacteria has been recently documented (Fuhrman et al., 2008).

Temperature restricts larger foraminifera to those geographical regions or water depths characterized by temperatures never falling below 14 °C for several weeks.

Three major biogeographic realms are usually recognized in the distribution of the Late Paleozoic foraminifera: Midcontinent-Andean (M-A), Boreal (B) and Tethyan (T). It has been seen long ago that taxonomic diversity in the M-A realm through the entire Late Paleozoic was relatively low compare to T and B realms. The number of common genera in Mississippian and Pennsylvanian (Rheic pathway open) among all realms is quite high.

However, M-A realm exhibiting two-three times lower diversity than in the T and B realms. The origin of genera mostly takes place in the T and in B realms. These genera then dispersed in North America where they are developed at the species level but diversity there was always twice or more as low as in B and T realms. Some cooler water taxa that mostly occur in northern and southern temperate zones are also known to appear in North American realm. Recent tropical larger foraminifera live within the depth of 0–150 m and optimal water temperature 30–20°C. The suggested favorable depth for fusulinids in B realm subtropics is 5–70 m. The habitat of fusulinids in North American realm was much shallow (nearly three times) most probably due to cooler water conditions.

Microfases study and ecological evaluation of Pennsylvanian fusulinids in the subtropical Moscow Basin (Baranova & Kabanov, 2003) suggested that the most favorable depth for fusulinids is 5–60 m, down to 70 m

(fig. 3, B). Most adaptive to wide variety of environments are schubertellids (*Schubertella* and *Fusiella*), although their presence in assemblages is relatively low. Best habitat for fusulinellidae family is restricted to open subtidal low to high energy environments within depth of 5 to 60 m (Baranova & Kabanov, 2003). Similar depths for fusulinid habitat were proposed by Chuvashov (1975) and Della Porta et al. (2005).

Paleoecological analyses of fusulinid habitats have been performed in North American basins, but with quite different results. Stevens (1971) analyzed microfacies, ecology, habitats and environments of brachiopods, larger fusulinids, phyloidal algae and paleotextulariids and agglutinated foraminifera. He proposed depth for mature fusulinids ranges between 4 and 10 m, sometimes up to 14 m. Ross (1967) included many sedimentological and biofacial studies in his ecological appraisal of fusulinids habitat and environments and proposed a model of different groups of depth dependant fusulinid biofacies (fig. 3, C). The majority of Pennsylvanian – Early Permian fusulinids in his model occur within a depth of 0–10 m, rarely down to 15 m (Ross, 1967). Below 15 m appears facies of agglutinated foraminifera that are usually an index for the cool/cold water conditions (Kalvoda, 2000, Lees, 1997; Dixon & Haig, 2004). The present data are clearly suggested that fusulinids faunas in Tethyan-Boreal realms during Pennsylvanian and Asselian-Sakmarian lived in a warm water condition and their depth distribution was comparable with those of recent tropical larger foraminifera with symbionts. The habitat of fusulinids in North American realm was much shallow (nearly three times) most probably due to cooler water conditions. Based on all these assumptions and the fact that larger foraminifera lower limit is 14–15°C it can be proposed the average temperature in the North American tropical shelves at the depth 0–10 as 15–20°C and the presence there permanent cool water conditions.

Conclusions:

1. The warm water foraminifera mostly originate in the Tethyan and in Boreal realms and are then dispersed to North America where their diversity was three times as low as in Boreal and Tethyan realms.
2. The present data clearly suggest that fusulinids faunas in Tethyan-Boreal realms during Pennsylvanian and Asselian-Sakmarian lived in warm water conditions and their depth distribution was comparable with those of recent tropical larger foraminifera with symbionts. The habitats of fusulinids in North American realm due to cooler water conditions were nearly three times shallower.

Table 1. Pearson correlation coefficients among all parameters

Characteristic	Richness <i>n</i> = 103 (57) [†]	Latitude [†]	Temperature	Annual average temperature [†]	Salinity	Chlorophyll	Total bacteria	Annual average primary productivity [†]
Latitude [†] <i>n</i> = (57) [†]	-0.422*							
Temperature <i>n</i> = 103 (57) [†]	0.337**	-0.925***						
Annual average temperature [†] <i>n</i> = (57) [†]	0.449**	-0.965***	0.973***					
Salinity <i>n</i> = 103 (57) [†]	0.275*	0.237	0.377***	0.355*				
Chlorophyll <i>n</i> = 74 (30) [†]	0.039	0.022	-0.340*	-0.232	-0.504***			
Total bacteria <i>n</i> = 60 (16) [†]	-0.167	-0.402	-0.262	-0.091	-0.335*	0.317		
Annual average primary productivity [†] <i>n</i> = (57) [†]	0.189	-0.691***	0.598***	0.629***	-0.147	0.586	0.775**	
Distance from shore <i>n</i> = (57) [†]	0.129	-0.129	0.237	0.241	-0.236	-0.207	-0.240	0.007

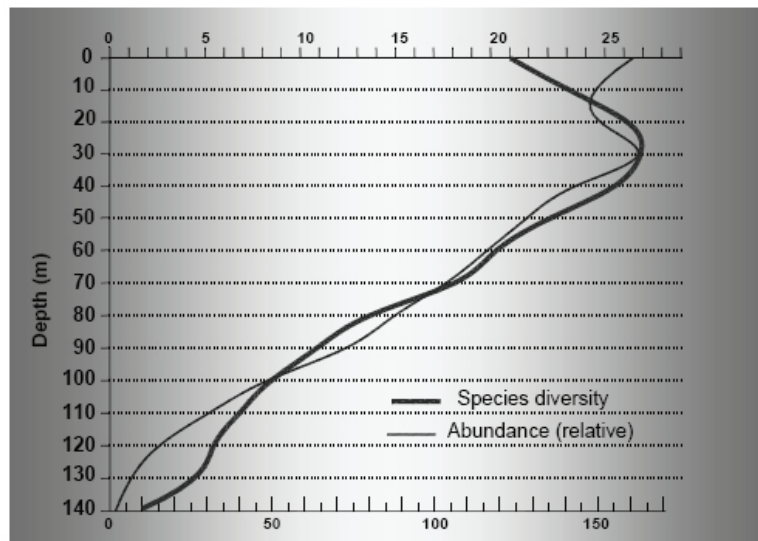


Fig. 1. Fundamental depth distribution of NW Pacific symbiont-bearing benthic foraminifera in clear ocean water (modified from Heheneger, 2004)

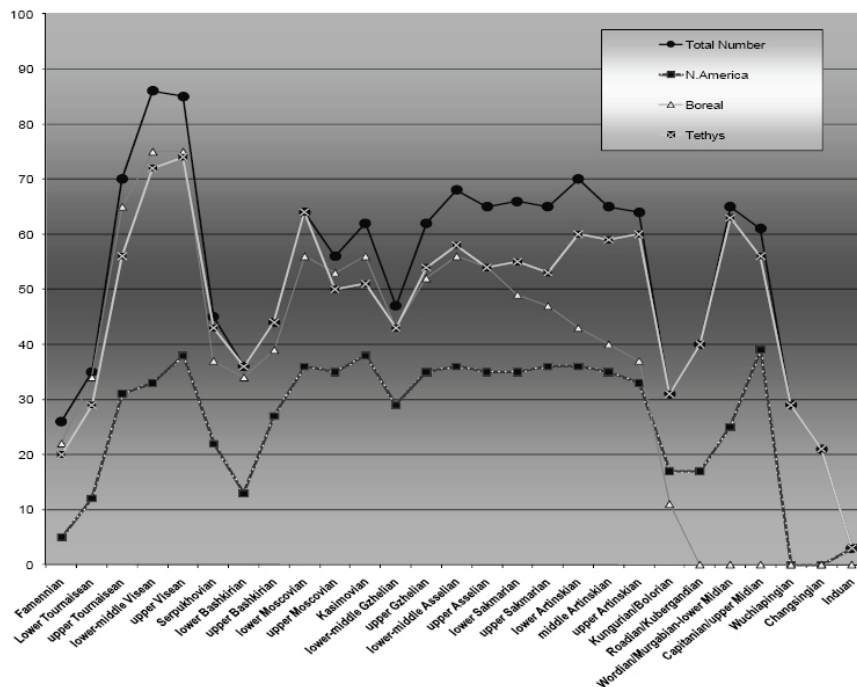


Fig. 2. Taxonomic diversity of foraminifera within different provinces (taxonomy from Rauser-Chernousova et al., 1996)

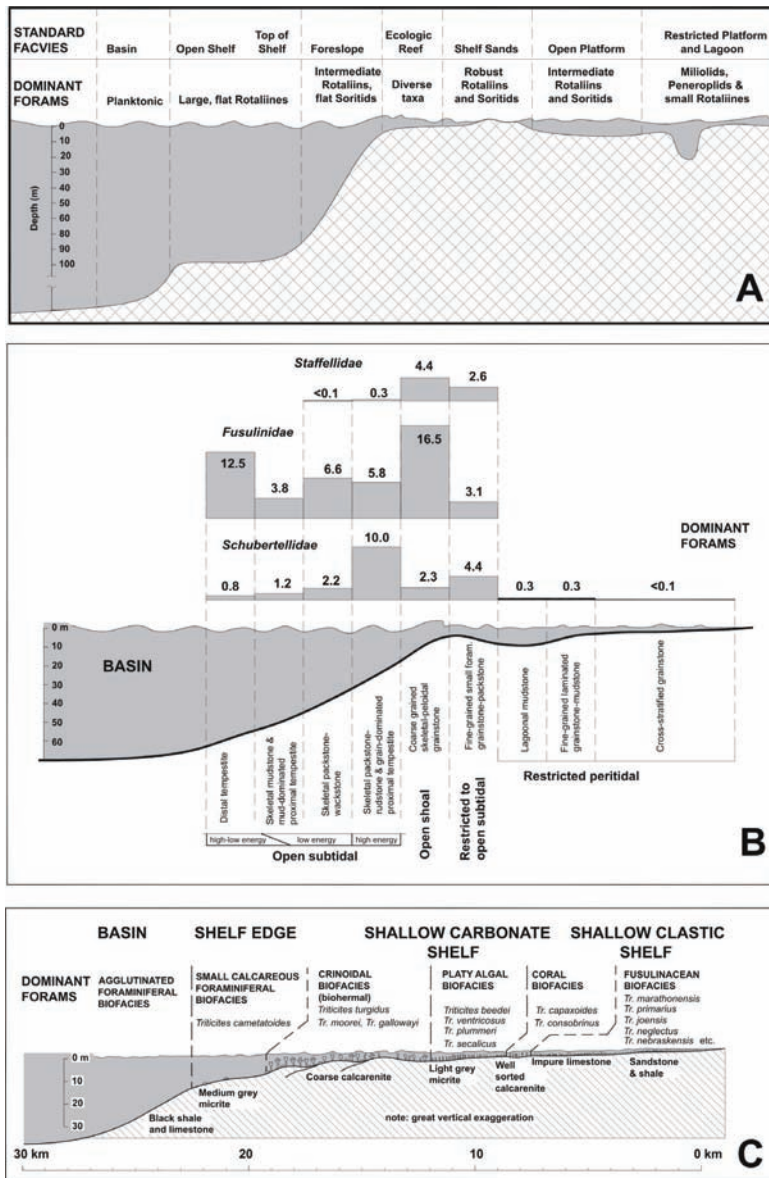


Fig. 3. Distribution of benthic foraminifera at different settings. *A* – idealized distribution of major recent foraminiferal groups in reef-associated environments (from Beavington-Penney & Racey, 2004); *B* – Distribution of fusulinid groups in Myachkovian (Late Moscovian) facies/environments in shallow-water carbonate environments in Russian Platform (modified from Baranova & Kabanov, 2003); *C* – reconstruction of depositional environments of the Pennsylvanian and Cisuralian carbonate shelves in Texas and distribution of species of fusulinids (modified from Ross, 1967)

3. The average temperature in the North American Late Paleozoic tropical shelves at the depth 0–15 m did exceeds 15–20°C.

4. The appearance of cool-water faunas most probably resulted from coastal upwelling that may have occurred along the west coast of Pangaea. Although it is not clear what the scale of this upwelling would be, and how it could affect North American shelves.

References

1. Baranova D.V., Kabanov P.B. Facies distribution of fusulinid genera in the Myachkovian (upper Carboniferous, upper Moscovian) of southern Moscow region // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2003. Vol. 109, № 2. P. 225–239.
 2. Beavington-Penney S.J., Racey A. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis // Earth-Science Reviews. 2004. Vol. 67, № 3–4. P. 219–265.

3. Chuvashov B.I. Paleoecology of upper Carboniferous and lower Permian fusulinids using the western Urals as an example // Voprosy Mikropaleontologii. 1975. № 18. P. 139–146 (in Russian).
 4. Della Porta G., Villa E., Kenter J.A.M. Facies distribution of Fusulinida in a Bashkirian-Moscovian (Pennsylvanian) carbonate platform top (Cantabrian Mountains, NW Spain) // Journal of Foraminiferal Research. 2005. Vol. 35, № 4. P. 344–367.
 5. Dixon M., Haig D.W. Foraminifera and their habitats within a cool-water carbonate succession following glaciation, Early Permian (Sakmarian), Western Australia // Journal of Foraminiferal Research. 2004. Vol. 34, № 4. P. 308–324.
 6. Hohenegger J. Depth Coenoclines and Environmental Considerations of Western Pacific Larger Foraminifera // Journal of Foraminiferal Research. 2004. № 34. P. 9–33.
 7. Lees A. Biostratigraphy, sedimentology and palaeobathymetry of Waulsortian buildups and peri-Waulsortian rocks during the late Tournaisian regression, Dinant area, Belgium // Geological Journal. 1997. Vol. 32, № 1. P. 1–36.
 8. Rauser-Chernousova D.M., Bensch F.R., Vdovenko M.V. et al. Sprovochnik po sistematike foraminifer Paleozoya

(endothyroidi, fusulinoidi) [Reference book on the classification of Paleozoic Foraminifers]. Moscow: Nauka, 1996. 207 p. (in Russian).

9. Ross Ch.A. Stratigraphy and depositional history of the Gaptank Formation (Pennsylvanian) West Texas //

Geological Society of America Bulletin. 1967. № 78. P. 369–384.

10. Stevens C.H. Distribution and diversity of Pennsylvanian marine faunas relative to water depth and distance from shore // Lethaia. 1997. Vol. 14, № 4. P. 403–412.

КОРАЛЛЫ TABULATA СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ДАЯНСКОЙ СВИТЫ (ПОЗДНИЙ ЭМС) ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ

Н.К. Дьяченко

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия

Стратотипический разрез даянской свиты располагается в Актуринско-Бельгешаевской части Курайского прогиба в левом борту р. Чаган-Узун (рч. Дая) [2]. По данным Я.М. Гутака, он сложен следующей последовательностью слоев (снизу вверх):

1. На кислых эффузивах аксайской свиты залегают пачка гравелитов, содержащая редкие маломощные потоки эффузивов кислого состава (риолиты), в кровле пачки появляются слои известковистых алевролитов с табулятами и ругозами10 м
2. Желтоватые, зеленоватые, светло-серые известковистые алевролиты, мелко-зернистые песчаники. Породы изобилуют остатками бентоносной фауны, среди которой определены брахиоподы *Eospirifer* cf. *vetulus* (Eichw.), *E.sibiricus* (Tschern), *Spinatrypa subspinosa* (Laz.), *Atrypa* ex gr. *schandiensis* Rzon., *Cranaena celaris* Bubl. (определения Я.М. Гутака), ругозы *Pseudozonophyllum versiforme* (Markov.), *Pseudomicroplasma* ex gr. *kuznetskiensis* Bulv. (определения В.А. Желтоноговой) и табуляты115 м
3. Гравелиты, переходящие к основанию пачки в конгломераты30 м
4. Зеленые мелкозернистые песчаники2,5 м
5. Желтоватые гравелиты0,2 м
6. Зеленые песчаники2 м
7. Серые и желтоватые гравелиты4 м
8. Зеленые алевролиты0,2 м
9. Лиловые алевролиты3 м
10. Зеленые алевролиты1,5 м
11. Лиловые алевролиты1 м
12. Зеленые алевролиты0,5 м
13. Лиловые алевролиты0,2 м
14. Зеленые среднезернистые песчаники1,5 м
15. Зеленые (пятнистые) и лиловые алевролиты (калькреты)1 м
16. Зеленые среднезернистые песчаники2 м
17. Лиловые плотные алевролиты1 м
18. Зелено-серые среднезернистые песчаники с «пудинговым» гравелитом в основании5 м
19. Зеленые комковатые алевролиты2 м
20. Лиловые комковатые алевролиты4 м
21. Известковистые серые гравелиты в переслаивании с зелено-серыми песчаниками, в верхней части последних маломощные слои зеленых алевролитов25 м
22. Темно-серые органогенные известняки с брахиоподами (определения Я.М. Гутака) *Elythyra salarica* Rzon., *E. cf. grigorievi* (Bubl), *Retzia prominula* (Roem.), *R. salarica* Rzon., *Cyrtina subconica* (Sow.), *Emanuella subumbona* Hall, *Eoreticularia dereimsi* (Oehl.), *Areostro-*

phia cf. *distorta* (Barr.), *Devonogypa* cf. *rarifformis* Rzon., *Productella productoides* (Murch.), ругозы (определения В.А. Желтоноговой) *Mansuyphyllum soeticum* (Schluter) и табуляты2 м

23. Бурые с поверхности и зелено-серые в свежем изломе мелкозернистые песчаники в тонком переслаивании с алевролитами такого же цвета<50 м

Одним из доминантов комплекса окаменелостей даянского разреза выступают табулятоморфные кораллы. Первые сведения о составе комплекса табулят даянской свиты приведены в публикации палеонтолога ПГО «Запсибгеология» Л.В. Галенко, которая выполняла их предварительные определения [1]. Публикация не сопровождалась описаниями и изображениями объектами, что существенным образом снижало достоверность полученных выводов. Автором проведены изучение и ревизия коллекции шлифов табулятоморфных кораллов разреза рч. Дая, собранной в начале 1980-х гг. палеонтологами ПГО «Запсибгеология» Я.М. Гутаком и Л.В. Галенко. В ходе этой работы из разреза определено восемь видов табулят, принадлежащих трем родам. В комплексе присутствуют *Thamnopora proba* Dubatolov, *Thamnopora polytremata* Dubatolov, *Thamnopora parva* Yanet, *Pachyfavosites markovskiyi* (Sokolov), *Pachyfavosites polymorphus* (Goldfuss), *Thecostegites* cf. *infundibuliferus* (Tchern.).

Thamnopora proba Dubatolov (табл. I, фиг. 1, 2; разрез слой 22) – кораллиты в сечении многоугольные, многоугольно-округлые, их поперечник 0,3–1,2, редко 2,0 мм. Толщина стенок кораллитов постепенно увеличивается от осевой части ветви к поверхности от 0,1–0,15 до 0,5–0,6 мм. Соединительные поры крупные, расположены в один ряд на каждой стенке кораллитов. Септальные шипики отсутствуют, слабо развиты или длинные, острые, перпендикулярные стенкам или загнуты вверх. На периферии они становятся массивными или толстыми. Днища тонкие, горизонтальные, наклонные или слабо изогнутые, распределенные по полипняку довольно равномерно. Вид установлен в лосишинских известняках (поздний эмс) Рудного Алтая, широко распространен в отложениях среднего девона многих регионов мира [4].

Thamnopora polytremata Dubatolov (табл. I, фиг. 3, 4; разрез слой 1) – полипняк образован из цилин-

дрических ветвей диаметром около 15 мм. Чашечки имеют многоугольное очертание. Кораллиты плавно изгибаются и выходят к поверхности под углом острым или близким к прямому. В приосевой зоне они неравновеликие. Мелкие кораллиты – четырех-пятиугольные с диагональю поперечного сечения 0,5–1,2 мм, а крупные – шести-восьмиугольные, равны 0,5–1,8 мм. Стенки равномерно утолщаются, срединный шов выражен резко. Типовой вид происходит из низов салаиркинских слоев эмского яруса на левобережье р. Салаирки в районе г. Гурьевска [3].

Thamnopora parva Yanet (табл. I, фиг. 5, 6; разрез слой 2) – полипник дихотомически ветвящийся, кораллиты многоугольные с диагональю поперечного сечения 0,5–1,2 мм. Днища прямые, наклонные или изогнутые, неравномерно распределенные по полипнику, частично разрушены. Соединительные поры хорошо развиты, расположены на каждой стенке кораллитов в один ряд. Септальные образования представлены многочисленными шипами. Вид встречается в верхах эмского яруса Урала и в шандинских слоях юго-западной окраины Кузбасса [3].

Thamnopora siavis Dubatolov, Lin et Tchi (табл. I, фиг. 13, 14; разрез слой 22) – полипник ветвистый. Кораллиты веерообразно расходятся от оси полипника и выходят под острым углом к поверхности. Чашечки на поверхности воронкообразные, несколько наклоненные к низу. Диагональ поперечного сечения от 0,5–1,5 мм. Стенки на ранней стадии роста тонкие, около 0,1 мм, постепенно утолщаются. Около поверхности наблюдается резкое утолщение стенок до 0,6 мм. Соединительные поры 0,2–0,25 мм. Днища у большинства представителей этого вида разрушены, но где они сохранились, видно, что они редкие, горизонтальные или наклонные. Вид обнаружен в салаиркинских слоях на левобережье р. Черневой Бачат в районе г. Гурьевска [3].

Pachyfavosites markovskiyi Sokolov (табл. I, фиг. 9, 10; разрез слой 2) – полипник полушаровидной формы, образован радиально расходящимися кораллитами диаметром 0,5–1,2 мм. Стенки довольно толстые, благодаря чему внутреннее пространство кораллитов имеет округлые очертания. Утолщение стенок увеличивается к углам кораллитов. Срединный шов в стенках во многих случаях выражен хорошо, хотя все кораллиты тесно спаяны. Днища большей частью горизонтальные или слабо наклоненные, сравнительно тонкие. Расстояние между днищами колеблется от 0,5 до 0,8 мм. Шипики отсутствуют. Нижний девон, верхнеэмский подъярус Урала [6].

Pachyfavosites polymorphus Goldfuss (см. табл. I, фиг. 7, 8; разрез слой 2) – полипник небольшой, несколько вытянутый, полушаровидной формы. Кораллиты веерообразно расходятся во все стороны и открываются нормально к поверхности полипника. В своей основе кораллиты имеют обычную многоугольную форму, но благодаря значительной толщине стенки кажутся округлыми. Диагональ поперечного сечения кораллитов 0,5–1,2 мм. Срединный шов в

стенке намечается тонкой прерывающейся линией. Днища горизонтальные или несколько наклоненные и иногда пересекающиеся. Септальные шипики немногочисленные. Нижний – средний девон. Первое появление отмечено в верхнеэмских отложениях Урала, Алтая, Кузбасса [6–8].

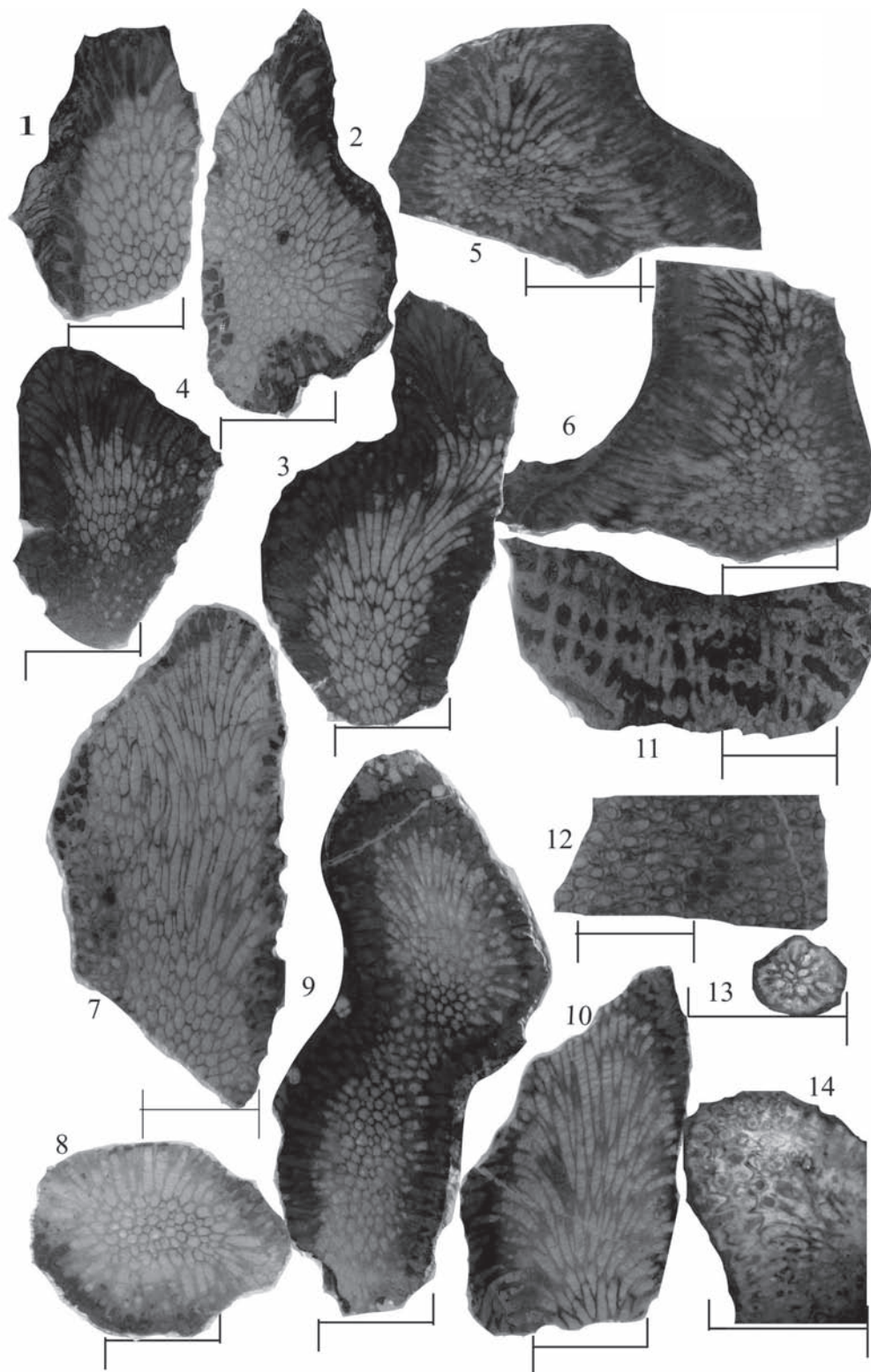
Thecostegites infundibuliferus Tchernychev (см. табл. I, фиг. 11, 12; разрез слой 2) – кораллиты цилиндрические, поперечником 1,1–1,4 мм, сближены, но соприкасаются редко. Толщина стенок около 0,2 мм. Днища воронкообразные, местами довольно неправильные. Расстояние между соседними днищами колеблется в очень широких пределах. Соединительные пластины развиваются правильными рядами, разделенными четкими промежутками. Септальные образования в виде правильных рядов грубых, но острых шипиков. Встречается в лосишинских слоях Рудного Алтая, широко распространен в отложениях среднего девона [4].

Биостратиграфический анализ комплекса показывает, что в нем доминируют тамнопориды, что весьма характерно для палеогеографических условий «коралловых лугов» (спокойный режим с умеренным поступлением глинистого материала). Относительное время существования определяется по совместному нахождению видов как поздний эмс (шандинское время).

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Я.М. Гутак за представленное описание разреза, ценные советы и замечания по ходу исследования и подготовке настоящей публикации.

Литература

1. Галенко Л.В. Табуляты себестейской свиты (р. Дая) Горного Алтая // Стратиграфия, палеогеография и минералогия среднего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1989. С. 43.
2. Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новокузнецк, 1997. С. 86–89.
3. Дубатов В.Н. Табуляты, гелиолитиды и хетиды силура и девона Кузнецкого бассейна // Труды ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1959. Вып. 139. С. 292.
4. Дубатов В.Н. Табуляты и гелиолитиды силурийских и девонских отложений Рудного Алтая. М.: Изд-во Академии наук, 1962. С. 109.
5. Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна // Труды ВСЕГЕИ. Л.: Недра, 1968. Т. I. С. 286.
6. Соколов Б.С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Ч IV. // Труды ВНИГРИ. Л.: Гостоптехиздат, 1952. Вып. 62. С. 290.
7. Чернышев Б.Б. Силурийские и девонские TABULATA и HELIOLITIDA окраин Кузнецкого угольного бассейна // Труды ВСЕГЕИ. М.: Гос. изд-во геол. лит.-ры, 1951. С. 156.
8. Шокальский С.П., Зыбин В.А., Сергеев В.П. и др. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации, масштабы 1:200000 (Издание второе). Новокузнецк, 1999. С. 136.



Объяснение к таблице

Фиг. 1–2. *Thamnopora proba* Dubatolov, левый приток р. Дая, стратотип, слой 22, т. 672, нижний девон.

Фиг. 4–3. *Thamnopora polytremata* Dubatolov, левый приток р. Дая, стратотип, слой 1, т. 675, нижний девон.

Фиг. 5–6. *Thamnopora parva* Yanet, левый приток р. Дая, стратотип, слой 2, т. 673, нижний девон.

Фиг. 7–8. *Pachyfavosites polymorphus* (Goldfuss), левый приток р. Дая, стратотип, слой 2, т. 674, нижний девон.

Фиг. 9–10. *Pachyfavosites markovskiyi* (Sokolov), левый приток р. Дая, стратотип, слой 2, т. 674, нижний девон.

Фиг. 11–12. *Thecostegites cf. infundibuliferus* (Tchern.), левый приток р. Дая, стратотип, слой 2, т. 674, нижний девон.

Фиг. 13–14. *Thamnopora siavis* Dubatolov, Lin et Tchi, левый приток р. Дая, стратотип, слой 22, т. 672, нижний девон.

Масштабная линейка – 1 см

ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХОВ СЕРПУХОВСКОГО – НИЗОВ БАШКИРСКОГО ЯРУСА БОЛЬШОГО КАРАТАУ (КАЗАХСТАН)

В.Я. Жаймина

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Большой Каратау представляет собой уникальный регион для изучения палеозойских фораминиферовых зон, их состава не только в вертикальной последовательности отложений по латерали, но и в зависимости от обстановок карбонатонакопления: мелководной субтайдали, внутренней зоны карбонатной платформы, шельфа, рифов, склона и бассейновой впадины [1, 2].

Особенно тщательно фораминиферы изучены из отложений верхней части разрезов Жертансай, Ушозень, Жанкурман и Жанкурман Южный (см. табл. 1). Наиболее дробная последовательность фораминиферовых зон выделяется в мелководных отложениях шельфа (разрезы Жертансай и Ушозень). Также изучены комплексы в рифовых фациях разреза Жанкурман Южный.

Верхнесерпуховские отложения наиболее полно охарактеризованы фораминиферами в разрезе Жертансай, где выделена фораминиферовая зона *Eosigmoilina explicata* – *Brenckleina rugosa* – *Monotaxinoides transitorius*. Для комплекса характерно преобладание представителей рода *Pseudoendothyra* эволютных, инволютных и шарообразных форм. Отмечаются: *Pseudoendothyra* (*Parastaffella*) *bona*, *P. cf. concinna*, *P. aff. directa*, *P. archuata*, *P. aff. globosa*, *P. aff. afflienta*, *P. normale*, *P. cf. parasphaenca*, *P. aff. nautiliformis*, *P. explicata*. Продолжает свое развитие *Eostaffella* (*Eostaffella*) *rectopuella*, *E. cf. pseudoovoidea*, появились *Eostaffella mirifica compressa*. Более разнообразными стали *Plectostaffella* (*Plectostaffella minima*, *P. primitiva*, *P. varvariensisformis tenuissima*, *P. aff. ugamella*).

Часто встречаются различные *Eosigmoilina*, *Archaediscus*, *Asteroarchaediscus* и *Neoarchaediscus*, реже – *Eostaffella*, *Koktjubina*, *Dzhamansorina*, *Bradyina cribrostomata*, *Admirandia*, *Biseriella*, *Globivalvulina*. По видам-индексам и по сопутствующему комплексу зона коррелируется с одноименной фораминиферовой зоной серпуховского яруса Русской платформы [3], а также с горизонтом 7 – *Eosigmoilina robertsoni* – *Brenckleina rugosa* Международных корреляций [4].

В разрезе Жанкурман в склоновых фациях отсутствуют *Brenckleina* и *Eosigmoilina*, более разнообразны *Pseudoglomospira* (*P. pussiliformis*, *P. ulutshurica*, *P. diblicata*), появляются *Globivalvulina*. Комплекс позволяет сопоставлять его с двумя верхними зонами верхне-серпуховского подъяруса разреза Жертансай, а также с зонами Русской платформы *Eostaffellina protvae* и *Eosigmoilina explicata* – *Monotaxinoides subplana*.

В разрезе Ушозень верхнесерпуховский подъярус характеризуется присутствием различных *Eostaffellina*, *Bradyina cribrostomata*, *Spinoendothyra*

pauciseptata в биогерме, на который через ракушняковый горизонт ложатся слои с *Brenckleina* sp., затем в разрезе фиксируется палеопочва и появляются: *Eostaffella* aff. *pinguis*, *Plectostaffella* cf. *ispaica*, *Planoendothyra aljutovica*, характерные для башкирского яруса и прослежены те же зоны башкирского яруса, что в разрезе Жертансай.

В низах башкирского яруса выделяется фораминиферовая зона биозонального стандарта *Plectostaffella bogdanovkensis*. Наиболее представительный и полный комплекс этой зоны встречен в разрезе Жертансай, где он последовательно сменяет нижележащий комплекс зоны с *Eosigmoilina* (*Brenckleina*) *rugosa*, а обнаружение вблизи основания этой зоны *Globivalvulina bulloides* и *Planoendothyra aljutovica* позволяет коррелировать его с границей миссисипской и пенсильванской систем Северной Америки, как в стратотипическом разрезе Эроу-каньон [5].

Причем комплекс зоны *Plectostaffella bogdanovkensis* с *Globivalvulina bulloides* и др. появляется вместе с верхнесерпуховскими конодонтами. *Declinognathodus noduliferus* присутствует выше, в более глубоководных фациях с обедненным комплексом фораминифер низов башкирского яруса. Выше встречены *Plectostaffella seslavica* с *Plectostaffella bogdanovkensis* и мелкими *Semistaffella minuscularia*, что позволяет проследить здесь зону *Plectostaffella seslavica*. Завершается разрез Ушозень зоной *Semistaffella variabilis* З.С. Румянцевой [6].

В целом, комплекс данной зоны в разрезе Жертансай характеризуется развитием рода *Plectostaffella*. Вместе с видом-индексом *Plectostaffella bogdanovkensis* появляются: *Plectostaffella* aff. *binuminata*, *P. aff. obtusa*, *P. aff. ovalis*, *P. aff. serpuchovia*, *P. talassica* и другие формы, здесь же обнаружена *Globivalvulina bulloides*, а немного выше *Planoendothyra aljutovica*; продолжают свое развитие *Eostaffellina* (*Eostaffellina* cf. *actuosa* и *E. cf. cuboides*), *Eostaffella* (*Eostaffella* cf. *postmosquensis evoluta*, *E. pseudostruvei*, *E. acuta*, *E. cf. ovoidea statuta*), *Millerella* aff. *designata*, *M. cf. uralica*; встречаются: *Pseudoendothyra*, *Parastaffella*, *Zellerina* и *Archaediscidae*.

Зону *Plectostaffella bogdanovkensis* сменяет фораминиферовая зона *Plectostaffella seslavica* – *Semistaffella variabilis* с представителями рода *Semistaffella* (*Semistaffella variabilis*, *S. primitiva*, *S. cf. minuscularia*), а также с *Eostaffella schwetzovi* и *Semiendothyra*.

В разрезах Средней Азии этот комплекс выделяется в фораминиферовую зону *Semistaffella variabilis* [6], и он достаточно четко прослеживается в отложениях башкира Большого Каратау, что позволяет выделить одноименную зону и в Казахстане.

Литература

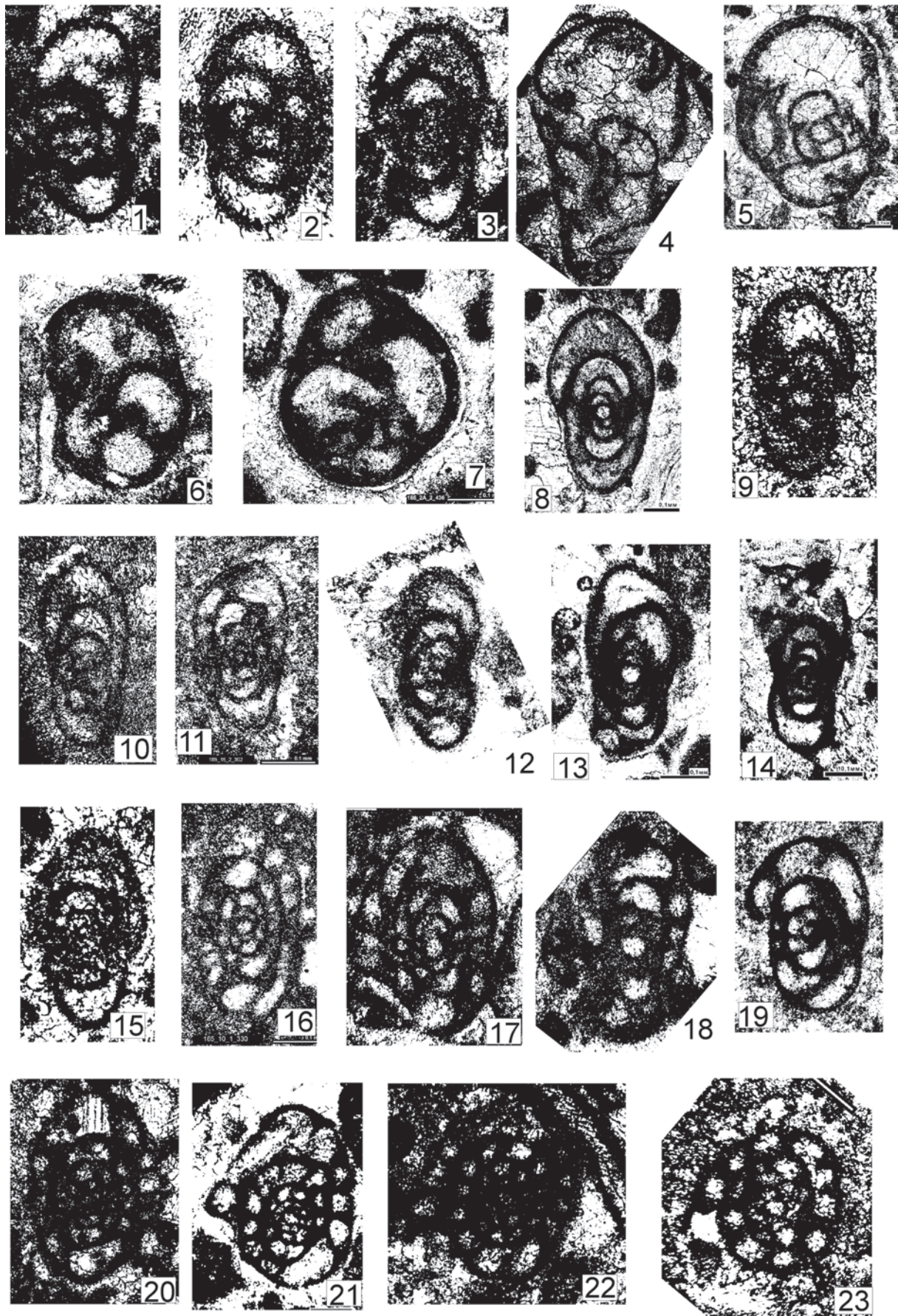
1. Кук Г.Е., Жемчужников В.Г., Земполик В.Г. и др. Архитектура платформ и сиквенная стратиграфия: поверхностный аналог для нефтегазовых полей Каспийского бассейна // Американская ассоциация геологов-нефтяников. Материалы Международной конференции. Стамбул, 2000. С. 88–93 (на английском языке).
2. Жемчужников В.Г., Кук Г.Е., Земполик В.Г., Жаймина В.Я. Стратиграфия верхнедевонских-камен-ноугольных карбонатных отложений северо-западной части Большого Каратау, Южный Казахстан // Международное совещание: Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Алматы, 2002. С. 60–62.
3. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30. СПб., 1998. С. 20–28.
4. Brenckle P., Manger W. Intercontinental Correlation and Division of the Carboniferous System. Courier Forschung Institut Senckenberg, 130. Frankfurt a M., 1990. P. 65–78.
5. Brenckle P.L., Baesemann J.F., Lane H.R., West R.R. et al. Arrow canyon, the Mid-Carboniferous boundary stratotype // Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Poland, 1995 / Ed. by M. Podemsky and other. Warszawa, 1997. P. 149–164.
6. Кулагина Е.И., Румянцова З.С., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. Граница нижнего и среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. М.: Наука, 1992. 112 с.

Объяснение к таблице

1. *Pojarkovella nibelis* Durkina. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, серпуховский ярус, зона *Eostaffellina protvae*, майдантальская свита, обр. 176-33, × 136.
2. *Eostaffella prisca* Rauser. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, серпуховский ярус, обр. 176-38, × 130.
3. *Eostaffella* aff. *postmosquensis* Kireeva. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, обр. 165-14, × 180.
4. *Janischevskina* cf. *delicata* Malachova. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, серпуховский ярус, обр. 176-37, × 60.
5. *Bradyina cribrostomata* Rauser et Reitlinger. Местонахождение и возраст, как у фиг. 4; разрез Ушозень, обр. 176-59, × 55.
- 6, 7. *Globivalvulina bulloides* (Brady). Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, обр. 165-2а, × 98.
8. *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kireeva. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, башкирский ярус, зона *Plectostaffella bogdanovkensis*, бактысайская свита, обр. 176-47, × 70.
9. *Eostaffella* cf. *postmosquensis* Kireeva. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, обр. 165-14, × 180.
10. *Plectostaffella varvariensis* (Brazhnikova et Potievskaja). Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, обр. 165-10, × 190.
11. *Plectostaffella serpuchovia* Rumjanzeva. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, нижний подъярус, обр. 165-15, × 110.
12. *Millerella* aff. *aperta* Grozdilova et Lebedeva. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, башкирский ярус, обр. 176-57, × 110.
13. *Plectostaffella* aff. *asiatica* Rumjanzeva. Местонахождение и возраст, как у фиг. 1, обр. 176-47, × 90.
14. *Eostaffella pseudostruvei* (Rauser et Beljaev). Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, башкирский ярус, обр. 176-51, × 70.
15. *Eostaffella pseudoovoidea* Reitlinger. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, серпуховский ярус, зона *Eostaffellina protvae*, обр. 176-33, × 150.
- 16, 17. *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitlinger. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, башкирский ярус, 12 – обр. 165-10, × 90; 14 – обр. 165-2а, × 110.
18. *Eostaffella compressa* Reitlinger. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Жертансай, серпуховский ярус, верхний подъярус, обр. 165-2, × 90.

Из XXIV

19. *Eostaffellina protvae* Rauser. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, серпуховский ярус, обр. 176-33, × 130.
20. *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitlinger. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, башкирский ярус, обр. 176-47, × 70.
- 21, 22, 23. *Semistaffella variabilis* Reitlinger. Южный Казахстан, Большой Каратау, разрез Ушозень, обр. 176-38, 24 – × 130; 23 – × 110.



ТЕМПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ МОРФОГЕНЕЗА В РАЗЛИЧНЫХ ВЕТВЯХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНОДОНТОВ

А.В. Журавлёв

ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург, Россия

Существующие реконструкции частных филогенезов на видовом и родовом уровнях позволяют осуществить приблизительную оценку темпов и закономерностей морфогенеза различных групп конодонтов. В качестве временной шкалы использованы длительности веков и фаз по данным [5] с некоторыми уточнениями по [4] для позднего фамена – турне и по [6] для позднего девона.

Темпы морфогенеза оценивались для родов в целом (учитывались длительность существования рода и количество видов в нем) и, более точно, для отдельных филетических ветвей внутри родов *Polygnathus*, *Youngquistognathus*, *Neopolygnathus*, *Palmatolepis*, *Siphonodella*, *Idioproniodus*, *Mestognathus*, *Mashkovia*, *Patrognathus*, *Tanaisognathus*, *Lochriea*, *Antognathus*, *Gonolelloides*, *Jinogondolella*, *Clarkina*, *Kamagnathus*. При этом учитывалась преобладающая экологическая (топическая) специализация таксонов, входящих в анализируемые филетические линии. В приведенных, достаточной степени отрывочных данных наблюдаются ожидаемые закономерности: низкими темпами морфогенеза характеризуются обитатели приповерхностной зоны и открытых мелководий (0,1–0,4 видов/млн лет), более высокими – обитатели прибрежного мелководья (0,4–0,6 видов/млн лет) и наибольшими – обитатели средней и нижней частей водного столба (0,4–0,9 видов/млн лет). Более интенсивное видообразование наблюдается у таксонов, обитавших в дифференцированных (прибрежное мелководье) и/или стабильных (средняя и нижняя части водного столба) биотопах, а менее интенсивное – у обитателей слабодифференцированных (приповерхностная зона) и нестабильных (открытое мелководье) биотопов.

Оценки темпов морфогенеза на родовом уровне в пределах выделенных филетических линий [1] менее точные. В целом, для позднепалеозойских конодонтов темпы морфогенеза варьировали от 0,04 до 0,15 родов/млн лет. Учитывая неполноту использованных данных и существование различных точек зрения на выделение родов, можно предположить, что полученные оценки несколько занижены. Тем не менее, рассматривая относительные значения, можно выделить две группы позднепалеозойских конодонтов: с более высокими (спатогнатидно-полигнатидная, гнатодидная и икриодидная ветви) и более низкими (кладогнатидная, гондолеллидная, свитиновая и кавузгнатидная ветви) темпами морфогенеза. При этом на отдельных этапах своей истории в каждой ветви были периоды с высокими и низкими темпами.

Например, в кавузгнатидной ветви высокие темпы морфогенеза были в раннекаменноугольную эпоху, в спатогнатидно-полигнатидной – в позднедевонско-ранне-каменноугольное и раннепермское время, в гнатодидной – в среднекаменноугольную эпоху, в гондолеллидной – в пермском периоде.

Анализ последовательностей морфологических преобразований гомологичных структур конодонтовых элементов и аппаратов позволил выделить неоднократно повторяющиеся морфогенетические ряды (рефрены по [3]). Рефрены, наиболее часто реализуемые в среднем и позднем палеозое, были охарактеризованы ранее [2]. Основными из них являются:

1. Сдвиг базальной полости (ямки) к центру платформы и сокращение длины свободного листа у платформенных элементов. В некоторых линиях полигнатид наблюдается и обратная последовательность.
2. Формирование ростра в передней части платформы (перед каспом). В некоторых ветвях сопровождается последовательным увеличением числа ростральных гребней.
3. Формирование отходящей от каспа боковой лопасти платформы с последующим образованием дополнительных гребня и киля.
4. Формирование продольной ребристости платформы за счет гребней и/или рядов бугорков и связанное с этим образование в ядрах гребней структур из параламеллярной ткани.
5. Формирование поперечной ребристости на платформе начиная с задней или передней части платформы.
6. Редукция поперечных ребер и выполаживание адкаринальных трогов в задней части платформы у кармипланатных форм.
7. Уплощение платформы «полигнатидного» типа.
8. Редукция задней части карины на заднем отростке.
9. Редукция заднего свободного листа.
10. Сдвиг времени закладки платформы в ранние стадии онтогенеза.
11. Последовательное усложнение орнаментации чашки бугорками и ребрами у кармискафатных форм.
12. Развитие парапетов и последующая редукция одного из них у кармискафатных форм с парапетами, сближенными с кариной.
13. Расширение зубцов задней части листа и формирование за счет этого платформы.

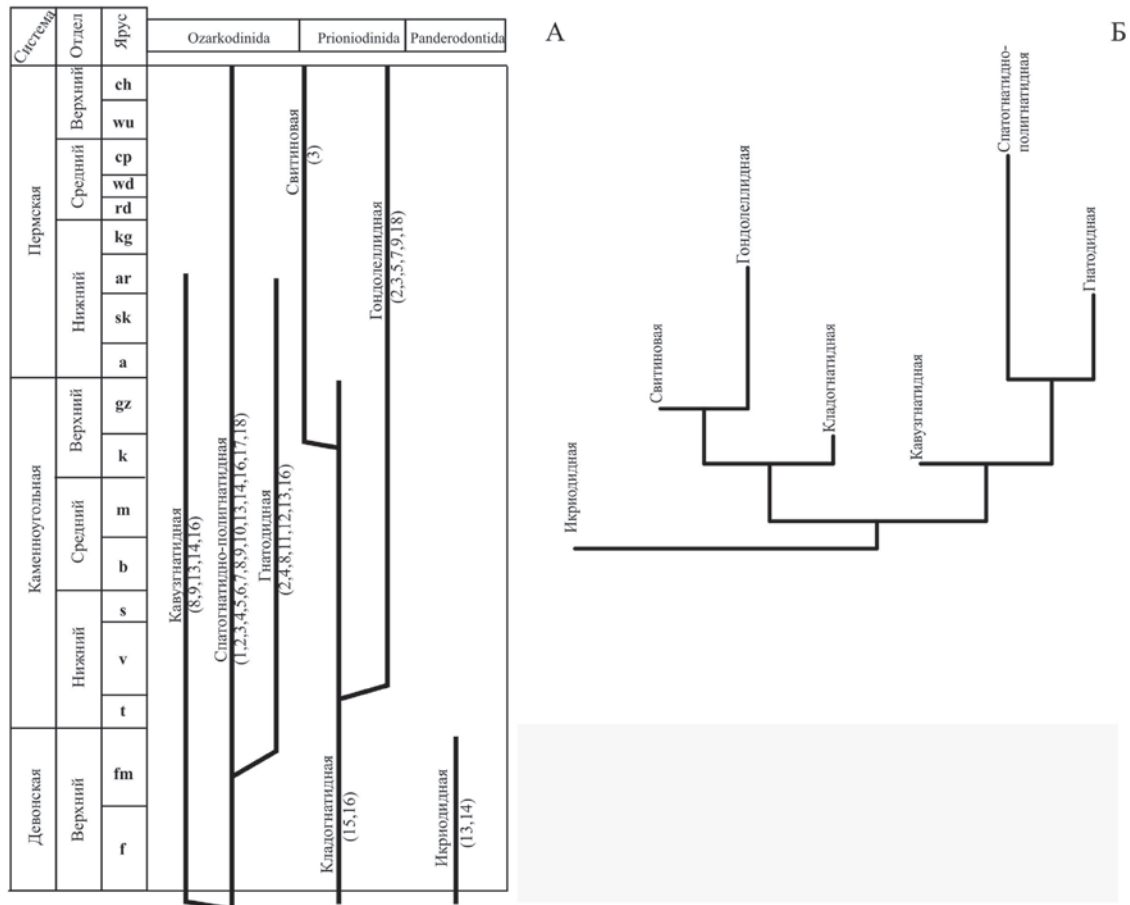


Рис. 1. А – схема предполагаемых соотношений основных филетических ветвей позднепалеозойских конодонтов и реализуемые в этих ветвях рефрены (обозначены номерами в скобках, расшифровка в тексте); Б – филограма, построенная на основе реализации рефренов в филетических ветвях

14. Образование боковых зубцов на листовидных элементах.

15. Формирование на S-элементах «хиндеоделловой» зубчатости из разреженной путем добавления промежуточных низких зубцов.

16. Снижение доли белого вещества в свободном листе и карине платформенных элементов, его частичное «замещение» параламеллярной и интерламеллярной тканями.

17. Повышение доли белого вещества и параламеллярной ткани у листовидных форм.

18. Формирование платформы за счет разрастания боковых поверхностей листа.

Для ветвей с высокими темпами морфогенеза характерна и более высокая частота реализации рефренов в морфологии Pa-элементов. Особенно ярко это проявлено в спатогатидно-полигнатидной (роды *Mehlina*, *Ancyrodella*, *Bispathodus*, *Polygnathus*, *Siphonodella*, *Palmatolepis*) и гнатодидной ветвях (роды *Protognathodus*, *Gnathodus*, *Streptognathodus*, *Declinognathodus*, *Neognathodus*) (рис. 1).

Существование рефренов затрудняет использование кладистического анализа для конодонтов. Представляется перспективным, с одной стороны, применять для построения кладограмм признаки, не входящие в реф-

рены, а с другой – проводить кладистический анализ по реализации в таксонах тех или иных рефренов (рис. 1).

Литература

1. Журавлёв А.В. Реконструкция филогенезов позднепалеозойских конодонтов // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 99–103.
2. Журавлёв А.В. Закономерности морфогенеза конодонтовых элементов и аппаратов в позднем палеозое // Материалы Всероссийской научной конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография». Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 112–115.
3. Мейен С.В. Принципы и методы палеонтологической систематики // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение / Ред. В.В. Меннер, В.П. Макридин. М.: Недра, 1988. Т. 1. С. 447–466.
4. Fordham B.G. Chronometric calibration of mid-Ordovician to Tournaisian conodont zones: a compilation from recent graphic-correlation and isotope studies // Geological Magazine. 1992. № 129(6). P. 709–721.
5. Gradstein F.M., Ogg J.G. Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next? // Lethaia. 2004. № 37(2). P. 175–181.
6. Sandberg C.A., Ziegler W. Devonian conodont biochronology in geologic time calibration // Senckenbergiana lethaea. 1996. № 76(1). P. 259–265.

ФОРАМИНИФЕРЫ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОГО И СЕРПУХОВСКОГО ЯРУСОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Е.Л. Зайцева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Граница визейского и серпуховского ярусов является объектом многолетнего изучения в связи с разработкой Международной стратиграфической шкалы и выбором точки глобального стратотипа (GSPP). Детальными исследованиями установлено, что наиболее приемлемым маркером для определения визе-серпуховской границы в планетарном масштабе является появление конодонтов зоны *Lochriea zieglerei* в эволюционной линии *L. monopodosa* – *L. nodosa* – *L. zieglerei* [1]. Приводится соответствие двух первых зон веневскому горизонту визе и последней – тарусскому и стешевскому горизонтам нижнего серпухова [2].

В общей стратиграфической шкале (ОСШ) России пограничный визе-серпуховский интервал охватывает верхнюю часть фораминиферовой зоны *Endothyranopsis crassa*-*Archaediscus gigas* (подзону *Eostaffella tenebrosa*, отвечающую веневскому горизонту верхнего визе) и зону *Neoarchaediscus postrugosus*, соответствующую тарусскому и стешевскому горизонтам нижнесерпуховского подъяруса [3]. В типовом районе серпуховского яруса (Московский бассейн) и на Южном Урале среди фораминифер визе-серпуховский рубеж отмечен появлением видов *Neoarchaediscus postrugosus*, *Janischewskina delicata*, «*Millerella*» *tortula* и *Eolasiodiscus donbassicus* [4].

Материалом для исследования послужили скважины глубокого бурения периферических частей Прикаспийской впадины. Конодонты в разрезах Прикаспия распространены спорадически: отложения рассматриваемого интервала на Карачаганакской площади (северный борт) содержат конодонты биофашии *Gnathodus* [5]. Ассоциация зоны *Lochriea zieglerei* установлена в единичных разрезах северного (скв. 15 Карачаганак, инт. 4950–4955 м и скв. П-12 Январцевская, инт. 4881–4887 м) и восточного (скв. П-1 Кожасай, инт. 4167–4172 м) бортов Прикаспия [6].

Широкое развитие в пограничных визе-серпуховских отложениях мелководных карбонатных фаций с многочисленными фораминиферами позволяет выделить комплексы зон ОСШ. Поздневизейские и раннесерпуховские фораминиферы периферических зон Прикаспия характеризуются близостью таксономического состава, что выражено в высоких значениях коэффициента общности как родов, так и видов [7].

Зона *Endothyranopsis crassa*-*Archaediscus gigas*, отвечающая алексинскому, михайловскому и веневскому горизонтам, прослеживается повсеместно в Прикаспии. Менее достоверно фиксируется ее верх-

няя подзона *Eostaffella tenebrosa*, нижняя граница которой определяется появлением вида-индекса. Из-за отсутствия последнего она выделяется иногда в составе нерасчлененных михайловско-веневских или верхневизейских образований (Астраханский свод, Карасальская моноклираль и др.). Наиболее представительная зональная фораминиферовая ассоциация встречена в зоне Каракульско-Смушковских дислокаций на юго-западе Прикаспия. Комплекс подзоны *Eostaffella tenebrosa* (скв. 1 Краснохудукская, инт. 4316–4331 м, 4183–4199 м) характеризуется высоким таксономическим разнообразием (определено более 70 видов) и содержит помимо вида-индекса *Neoarchaediscus parvus* (Raus.), *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Bradyina rotula* (Eichw.), *Climacammina prisca* Lip., *Eostaffella parastruvei* Raus., *Parastaffella propinqua angulata* (Raus.) и др. Ассоциации свойственно обилие и разнообразие форм с агглютинированной стенкой: *Lituotuba gravata* (Con. Et Lys), *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Mstinia ziganensis* Grozd. et Leb., *M. orientalis* N. Tchern., *Haplophragmella fallax* Raus. Вмещающие отложения представлены криноидно-детритово-сгустковыми, мелкокомковато-сгустковыми и фораминиферо-сгустковыми известняками. На северном борту (скв. 9 Карачаганак, инт. 5041–5034 м, 5027–5034 м) характерный комплекс подзоны приурочен к органогенно-детритовым и органогенно-обломочным известнякам и включает *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus* cf. *moelleri* Raus., *Forschia* sp., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Omphalotis omphalotis* (Raus. et Reitl.), *Tetrataxis paraminima* Viss., *Eostaffella tenebrosa* (Viss.), *Parastaffella struvei* (Moell.).

Зона *Neoarchaediscus postrugosus*, как и подстилающая, распространена во всех периферических частях Прикаспия (табл. I). В юго-западной части Прикаспия фораминиферы зоны выявлены в разрезах скв. 1 Краснохудукская (инт. 3716–3722 м) и скв. 1 Ашунская (инт. 3511–3522 м, 3442–3452 м), сложенных фораминиферо-полидетритовыми и сгустково-комковатыми известняками. Нижняя граница зоны определяется по появлению вида-индекса, *Neoarchaediscus parvus regularis* (Raus.), а также редких субферических псевдоэндогит *Pseudoendothya illustria grandis* Reitl., *P. globosa* Ros. Фораминиферовая ассоциация отличается высоким таксономическим разнообразием (более 60 видов). Основной фон ее (85%) составляют виды, распространенные

в подстилающих отложениях: представители родов *Archaeodiscus*, *Endothyra*, *Omphalotis*, *Endothyranopsis*, *Plectogyranopsis*, *Globoendothyra*, большая часть видов *Endostaffella*, *Mediocris*, *Tetrataxis*, некоторые *Eostaffella* и *Parastaffella*. На северном борту Прикаспия близкие по составу зональные ассоциации прослежены в разрезах скв. 7 и 9 Карачаганак, образованных водорослевыми, коралловыми, криноидно-фораминиферовыми, органогенно-обломочными и онкоидными известняками. Комплекс характеризуется обилием «окских» форм, которым свойственны крупные размеры: *Archaeodiscus gigas* (Raus.), *Permodiscus vetustus* Dutk., *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Omphalotis omphalotis* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mirifica* Brazhn., увеличение количества *Asteroarchaeodiscus* и *Janischewskina*. Отличительная особенность ассоциации – низкое таксономическое разнообразие в основании зоны и отсутствие сферических псевдоэндоитер.

Граница визейского и серпуховского ярусов отчетливая и выражена постепенным обновлением состава фораминифер. На этом рубеже отмечается резкое обеднение фауны фораминифер и увеличение ее разнообразия в середине тарусского и в стешевское время. Особенно четко эта закономерность проявляется в разрезах северного борта Прикаспия, где в низах серпуховского яруса фиксируется обедненная фораминиферная ассоциация, включающая *Paleotextularia* sp., *Cribrostomum* sp., *Janischewskina* sp., *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss. (скв. 7 Карачаганак, инт. 4798–4805 м). Более разнообразный комплекс, содержащий *Janischewskina typica* (Mikh.), *J. minuscularia* Gan., *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitl.) и др., фиксируется несколько выше (инт. 4791–4798 м). В разрезах юго-западной части рассматриваемая граница проводится внутри карбонатной

толщи по появлению видов *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitl.), *N. parvus regularis* (Raus.) и *Pseudoendothyra illustria grandis* Reitl., *P. globosa* Ros.

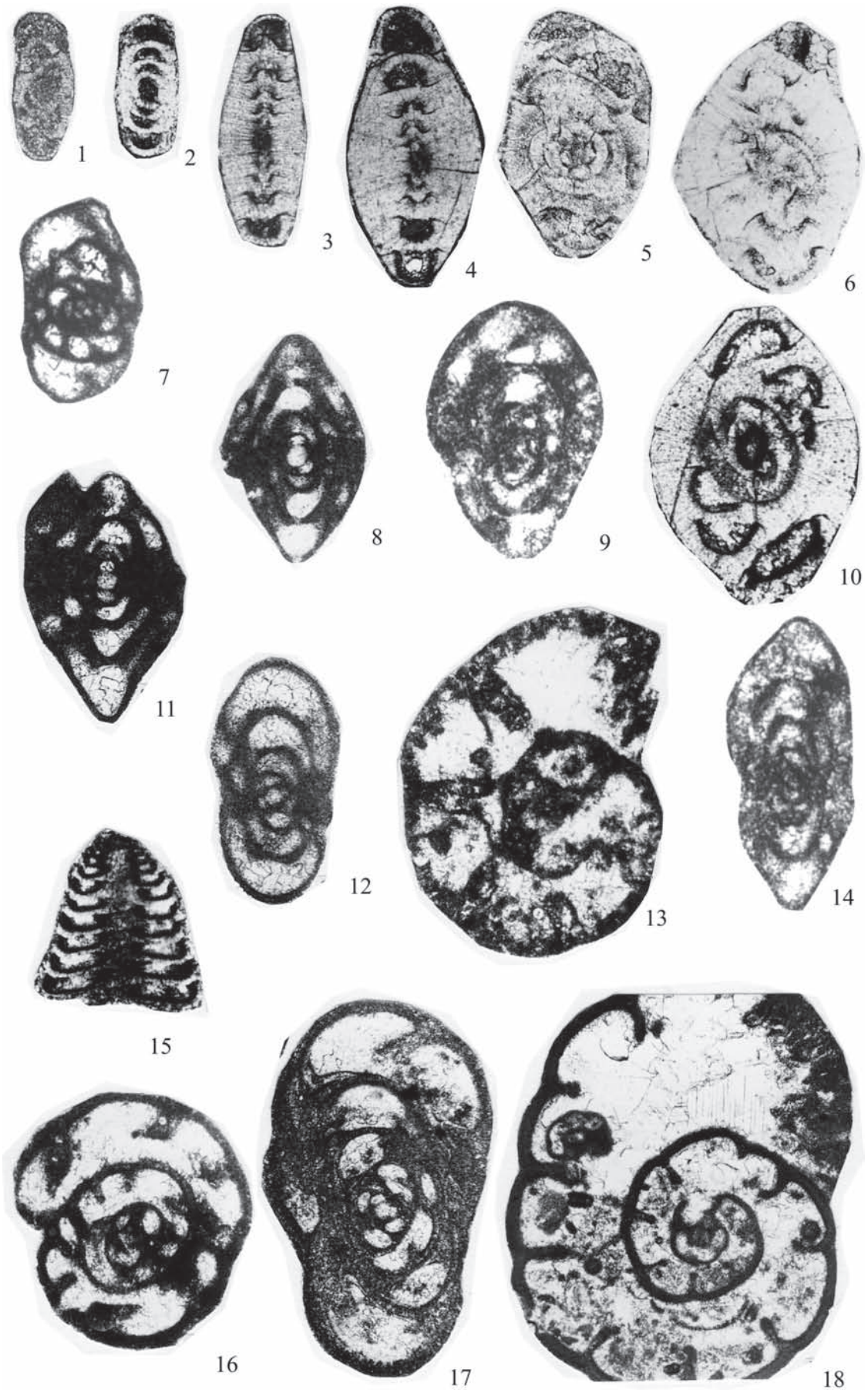
Литература

1. Richards B. et al. Report of the task group to establish a GSSP to the existing Visean-Serpukhovian boundary // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2009. Vol. 27. P. 10–12.
2. Kulagina E.I., Gibshman N.B., Pazukhin V.I. Foraminiferal zonal standard for Lower Carboniferous of Russia and its correlation with conodont zonation // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2003. Vol. 109, № 2. P. 167–179.
3. Кагарманов А.Х., Коссовая О.Л. Международный симпозиум «Биостратиграфическое обоснование ярусных границ каменноугольной системы Восточной Европы». Выездная сессия комиссии по каменноугольной системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб., 2003. № 34. С. 36–40.
4. Nikolaeva S.V., Gibshman N.B., Kulagina E.I., Barskov I.S., Pazukhin V.N. Correlation of the Visean-Serpukhovian boundary in its type region (Moscow Basin) and the South Urals and a proposal of a boundary markers (ammonoids, foraminifers, conodonts) // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. 2002. Vol. 20. P. 17–21.
5. Кленина Л.Н., Овнатанова Н.С. Фациальный контроль в распределении конодонтов Прикаспийской синеклизы // Извещения АН СССР. Сер. Геол. 1986. № 12. С. 66–73.
6. Атлас палеонтологических остатков, микрофаций и обстановок осадконакопления фаменско-каменноугольных отложений Прикаспийской впадины (Казахстанская часть) / Л.З. Ахметшина, Н.Б. Гишман и др. Алматы, 2007. 476 с.
7. Зайцева Е.Л. Стратиграфия и фораминиферы нижнего и среднего (башкирский ярус) карбона юго-западной части Прикаспийской синеклизы: Автореферат дис. ... геол.-мин. наук. М., 2002. 24 с.

Объяснение к таблице

Фораминиферы зоны *Neoarchaeodiscus postrugosus*

- Фиг. 1. *Neoarchaeodiscus postrugosus* (Reitlinger), аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4644–4651 м, шл. 543, ×100.
 Фиг. 2. *Planospirodiscus minimus* Sosipatrova, аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4697–4704 м, шл. 548, ×100.
 Фиг. 3, 4. *Permodiscus vetustus* Dutkevitch, аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4697–4704 м, 3-шл. 546, 4-шл. 39-2, ×100.
 Фиг. 5. *Rugosoarchaeodiscus tumefactus* (R. Ivanova), субаксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4711–4719 м, шл. 551, ×100.
 Фиг. 6. *Asteroarchaeodiscus paraovoides* (Brazhnikova), аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4611–4618 м, шл. 34-2, ×100.
 Фиг. 7. *Euxinita efremovi* (Vdovenko et Rostovtseva), аксиальное сечение, скв. 1 Краснохудукская, инт. 3716–3722 м, шл. 10-а, ×100.
 Фиг. 8. *Eostaffella mirifica rhomboidea* Brazhnikova, аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4690–4697 м, шл. 37, ×100.
 Фиг. 9. *Pseudoendothyra illustria grandis* Reitlinger, аксиальное сечение, скв. 1 Краснохудукская, инт. 3716–3722 м, шл. 10-а, ×100.
 Фиг. 10. *Archaeodiscus ventrosa* (Schlykova), аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4697–4704 м, шл. 547, ×75.
 Фиг. 11. *Eostaffella tenebrosa* (Vissarionova), аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4697–4704 м, шл. 39-2, ×100.
 Фиг. 12. *Eostaffella mosquensis* Vissarionova, субаксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4747–4753 м, шл. 552, ×100.
 Фиг. 13. *Bradyina rotula* (Eichwald), медиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4601–4605 м, шл. 535-1, ×45.
 Фиг. 14. *Parastaffella sublimis* Schlykova, аксиальное сечение, скв. 1 Краснохудукская, инт. 3716–3722 м, шл. 10-а, ×100.
 Фиг. 15. *Howchinia bradyana* (Brady), субаксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4697–4704 м, шл. 39-1, ×100.
 Фиг. 16. *Endothyranopsis sphaerica* (Rauser et Reitlinger), тангенциальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4601–4605 м, шл. 535-2, ×40.
 Фиг. 17. *Globoendothyra numerabilis* Vissarionova, аксиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4768–4775 м, шл. 554, ×40.
 Фиг. 18. *Cribrospira panderi* Moeller, медиальное сечение, скв. 7 Карачаганак, инт. 4707–4711 м, шл. 550, ×40.



НОВЫЕ ПЛАСТИНОКОЖИЕ РЫБЫ ИЗ ДЕВОНА МИНУСЫ

А.О. Иванов

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

Сведения о находках девонских пластинокожих рыб (плакодерм) в разрезах Минусинской котловины единичны. В основном это описания остатков антиарх, часто встречающихся в верхнедевонских отложениях этого региона [1–7]. Другие группы плакодерм (петалихтииды и артродиры) лишь упоминаются в редких публикациях, несмотря на разнообразный материал, собранный с 30-х гг. прошлого столетия [1, 8, 9].

Единственным описанным таксоном была артродира *Tytiosteus orientalis* Mark-Kurik (семейство *Homosteidae*) из отложений таштыпской свиты (эмский ярус, нижний девон) Южно-Минусинской впадины, от которой была найдена только одна дорсальная пластинка [10].

Среди многочисленных образцов, представленных неопределимыми фрагментами панциря артродир из различных местонахождений Минусы и разных стратиграфических уровней, выделяются три новых таксона с хорошо сохранившимися экзоскелетами черепа и туловищного панциря.

Самые древние находки новой артродиры обнаружены в обнажении таштыпской свиты в верховьях р. Большой Кемчуг Северо-Минусинской впадины. Коллекция из этого местонахождения включает четыре почти полные крыши черепа или их отпечатки, несколько пластинок туловищного панциря (передняя вентро-латеральная и спинальные), сохранившиеся от особей разного возраста (табл. I, фиг. 1, 2). Артродира небольшого размера с довольно короткими спинальными пластинками. Череп овальной формы, демонстрирующий сходные черты с представителями рода *Actinolepis*, особенно с *A. spinosa* Mark-Kurik [12].

Отличается от всех известных видов этого рода выступающей затылочной частью черепа, положением и направлением инфраорбитальных и окципитальных сенсорных каналов, формой задней ямочной линии и отсутствием центрального канала. По форме спинальной и передней вентро-латеральной пластинок новый актинолепид близок к родам *Aethaspis* и *Actinolepis*.

Несколько почти полных крыш черепа и изолированные пластинки туловищного панциря (медиодорсальная, передняя вентро-латеральная, спинальная) новой артродиры были найдены в среднедевонских отложениях сарагашской свиты (илеморовский горизонт, живетский ярус) Северо-Минусинской впадины (табл. I, фиг. 3–5). Остатки встречены в нескольких местонахождениях в окрестностях станции Ширы, в котловине оз. Круглого. Г. Янг [11]

изобразил один из черепов, отнеся этот таксон к примитивным квазипеталихтидным плакодермам, но судя по строению черепа он не принадлежит к отряду *Petalichthyida*.

Такие признаки, как наличие контакта между левой и правой преорбитальными пластинками, отсутствие второй пары паранухальных пластинок, короткий супраорбитальный сенсорный канал, проходящий только на преорбитальных пластинках, хорошо развитые сенсорные каналы на центральных пластинках, характерны для артродир семейства *Actinolepidae*.

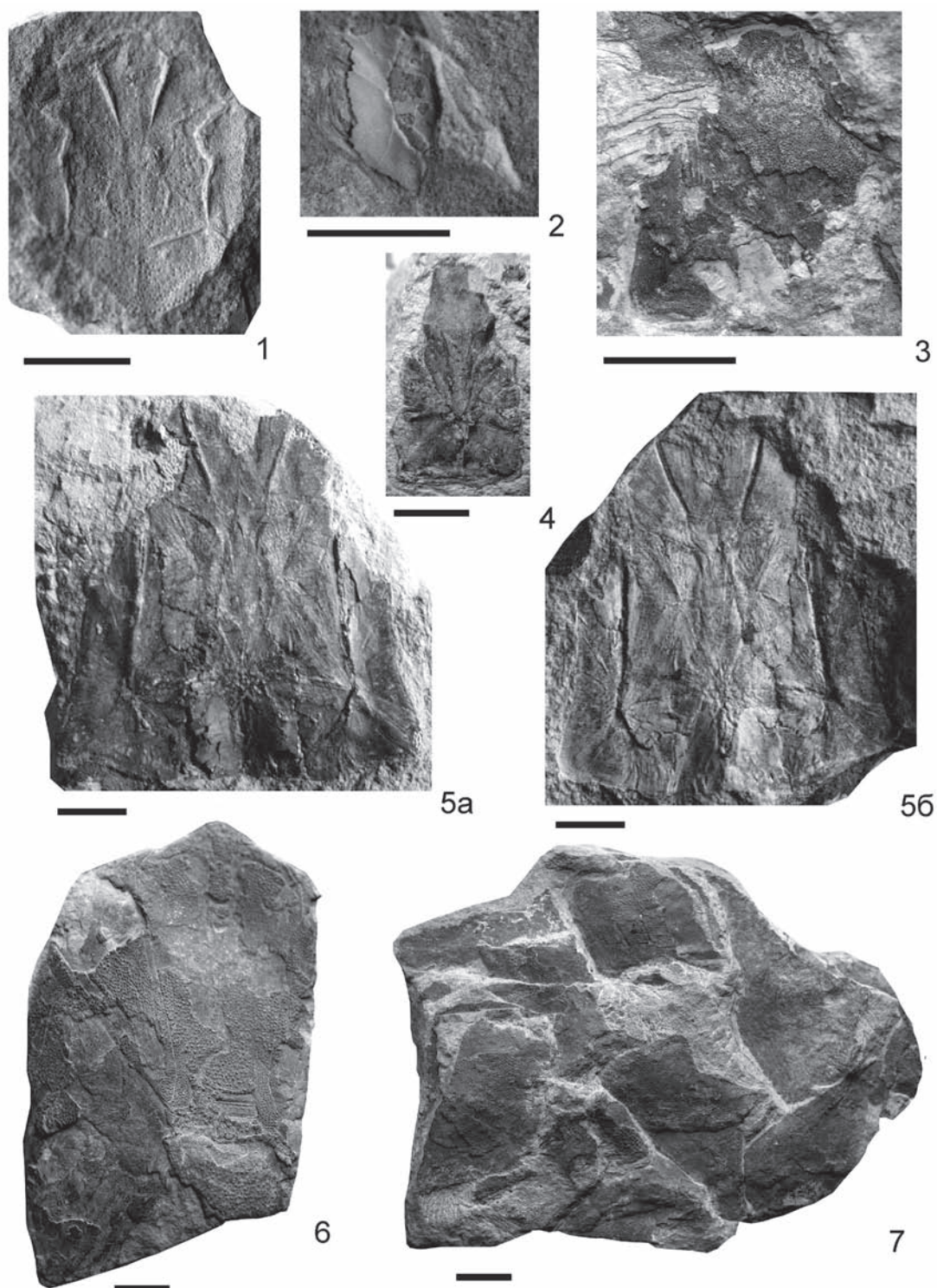
С другой стороны, новый таксон обладает рядом уникальных признаков: небольшая пинеальная пластинка вклинивается между преорбитальными в передней части их контакта; необычная форма и положение посторбитальных пластинок; узкие и длинные паранухальные пластинки, хорошо развитая задняя ямочная борозда.

Длинная нухальная пластинка, разделяющая левую и правую центральные пластинки и вклинивающаяся между преорбитальными пластинками, сближает описываемый таксон с такими актинолепидами, как *Aethaspis* и *Baringaspis*. Упомянутые черты позволяют отнести новый род к группе примитивных актинолепидов, обладающих рядом признаков, свойственных ранним артродирам и петалихтиидам.

Крыша черепа, нижнечелюстные пластинки и пластинки туловищного панциря одной особи коккостеоморфной артродиры обнаружены в отложениях тубинской свиты верхнего девона у с. Медведское Назаровской впадины (табл. I, фиг. 6, 7).

По пропорциям и форме пластинок крыши черепа и туловищного панциря, расположению сенсорных каналов новый род близок к таким коккостеидам, как *Protitanichthys* и *Clarkeosteus*. Но описываемый таксон обладает и некоторыми признаками, характерными для представителей семейств *Rachiosteidae* и *Dinichthyidae*: выступающая вперед ростральная пластинка, почти вертикально расположенные заднебоковые части крыши черепа, вытянутые вентральные и короткая спинальная пластинки.

Присутствие в раннем и среднем девоне Минусы актинолепидных артродир, а в позднем – коккостеид, демонстрирует наличие связи ихтиофауны этого региона с ихтиофауной Лавруссии, в то время как среднедевонский комплекс рыб Казахстана содержит элементы фауны, распространенной на территории Северного и Южного Китая и Гондваны [9].



Объяснение к таблице

Фиг. 1, 2. *Actinolepis* sp. n.; таштыпская свита, эмский ярус, нижний девон, верховья р. Большой Кемчуг, Северо-Минусинская впадина: фиг. 1 – отпечаток дорсальной поверхности крыши черепа; фиг. 2 – передняя вентро-латеральная и спинальная пластинки.
 Фиг. 3–5. *Actinolepina* gen. n.; сарагашская свита, живетский ярус, средний девон, окрестности станции Шира, Северо-Минусинская впадина: фиг. 3 – фрагмент крыши черепа, вид сверху; фиг. 4 – нухальная пластинка, висцеральная сторона; фиг. 5 – висцеральная поверхность крыши черепа (а) и ее отпечаток (б).
 Фиг. 6, 7. *Soccosteomorpha* gen. n.; тубинская свита, фаменский ярус, верхний девон, у с. Медведское, Назаровская впадина: фиг. 6 – крыша черепа, вид сверху; фиг. 7 – разрозненные пластинки туловищного панциря.
 Деление шкалы соответствует 1 см.

Литература

1. Обручев Д.В. Материалы по девонским рыбам СССР // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. Т. 8, вып. 4. 48 с.
2. Обручев Д.В. Девонские рыбы Минусинской котловины // Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины / Ред. М.А. Ржонсницкая, В.С. Мелешенко. М.: Гос. науч.-тех. изд-во лит. по охране недр, 1955. С. 45–47.
3. Обручев Д.В., Сергиенко А.А. Класс Placodermi. Пластинкокожие // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. II: Средний палеозой / Ред. Л.Л. Халфина (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 20). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1961. С. 561–564.
4. Пантелеев Н.В., Молошиников С.В. *Tubalepis* gen. nov. (Placodermi, Antiarchi) из верхнего девона Минусинской котловины // Палеонтологический журнал. 2003. № 4. С. 76–79.
5. Сергиенко А.А. Новый вид *Bothriolepis expansa* sp. n. из отложений тубинской свиты Минусинских котловин // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири: Труды СНИИГГиМС. 1961. Вып. 15. С. 139–140.
6. Сергиенко А.А. О находке *Grossilepis* aff. *tuberculata* (Gross) в верхнедевонских отложениях Минусинской котловины // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири: Труды СНИИГГиМС. 1961. Вып. 15. С. 135–136.
7. Сергиенко А.А. Новые ботриолепиды из отложений тубинской свиты Минусинских впадин // Труды СНИИГГиМС. 1974. Вып. 173. С. 109–113.
8. Обручев Д. Девонские рыбы Сибири и Средней Азии // Доклады АН СССР. 1940. Т. 27, № 8. С. 889–892.
9. Ivanov A. Middle Devonian placoderms from Siberia, Tuva and Kazakhstan // Abstracts of the Second International Palaeontological Congress. Beijing, China, 2006. P. 331.
10. Краснов В.И., Курик Э.Ю. Первая находка ископаемой рыбы в известняках таштыпской свиты Южно-Минусинской впадины // Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 47–52.
11. Young G.C. Vertebrate faunal provinces in the Middle Palaeozoic // Palaeozoic Vertebrate Biostratigraphy and Biogeography. Baltimore: Johns Hopkins University Press, 1993. P. 293–323.
12. Mark-Kurik E. *Actinolepis spinosa* n.sp. (Arthrodira) from the Early Devonian of Latvia // Journal of Vertebrate Paleontology. 1985. Vol. 5, № 4. P. 287–292.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ КОНОДОНТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Н.Г. Изох, Е.А. Елкин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Верхний девон Западно-Сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления представлен морскими осадочными образованиями, охарактеризованными богатой бентосной и пелагической фауной. Ассоциации позднедевонских конодонтов выявлены в северо-западной и центральной частях Западно-Сибирской геосинеклизы, в Рудном Алтае и юго-восточной части Горного Алтая, а также в северо-западной окраине Кузнецкого бассейна. Ассоциации конодонтов в перечисленных регионах имеют специфические особенности таксономического состава.

Для конодонтов, как и для других групп фауны, отмечаются разные темпы видообразования. Поздний девон, по сравнению с ранним и средним девоном, характеризуется активным появлением таксонов (видов и подвидов) конодонтов, 239 – во фране и 417 – в фамене [1]. В позднем девоне получили развитие роды *Ancyrodella*, *Mesotaxis*, *Palmatolepis*, *Ancyroides*, *Ancyrognathus*, которые являются космополитными.

В северо-западной части Западно-Сибирской геосинеклизы, на Щучинском выступе, южнее полуострова Ямал, большинство находок конодонтов относится к Янганапинскому участку. Встреченная там ассоциация форм характеризует стратиграфический интервал от верхнего эмса нижнего девона по средний фамен верхнего девона. В разрезах на

Щучинском участке выявлены верхнеэмские, эйфельские и франские конодонты. В основном они представлены космополитными таксонами, среди которых имеются и зональные виды-индексы. Франская ассоциация конодонтов включает таксоны родов *Polygnathus* и *Palmatolepis* – *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Po. cf. aequalis* Klapper et Lane, *Po. cf. samueli* Klapper et Lane, *Po. cf. politus* Ovnatanova, *Palmatolepis cf. Pal. rhenana* Bischoff, *Pal. cf. Pal. subrecta* Miller et Youngquist, *Nothognatella* sp., *Belodella devonica* (Stauffer).

Фаменский комплекс конодонтов верхнего девона Янганапинского участка распадается на два подкомплекса. Первый из них относится к зоне *triangularis* нижнего фамена: *Palmatolepis praetriangularis* Ziegler et Sandberg, *Pal. triangularis* Sannemann, *Icriodus alternatus* Branson et Mehl, а второй – к интервалу зон *marginifera* – *Early trachitera* среднего фамена: *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms, *Polygnathus* sp. A.

На остальной территории Западно-Сибирской геосинеклизы верхний девон конодонтами охарактеризован неравномерно и их находки приурочены в основном к ее центральной части [2–5 и др.]. В нижнем и среднем фране ассоциация конодонтов включает *Polygnathus*, реже *Ancyrodella*, *Palmatolepis* и *Icriodus*, в верхнем фране – в большей

степени род *Palmatolepis*, и единичные *Polygnathus* и *Ancyrognathus*. Фаменские конодонты представлены в основном родом *Palmatolepis* и характеризуют интервалы конодонтовых зон *strepida*, *rhomboidea*, *marginifera*, *trachytera-praesulcata*. В нижней части фаменского яруса (зона *triangularis*) конодонты пока не найдены.

Наибольшее разнообразие франских конодонтов установлено в Рудном Алтае, характеризующих всю зональную последовательность франского яруса (от зоны *falsiovalis* по зону *linguiformis*). В ассоциации конодонтов нижнего и среднего франа в карбонатных фациях преобладают многочисленные *Polygnathus*, *Ancyrodella* и *Mesotaxis*, реже *Icriodus* и *Palmatolepis*. Позднефранская ассоциация представлена *Palmatolepis* и *Polygnathus* в кремнисто-терригенных фациях.

Для франского яруса юго-восточной части Горного Алтая характерен иной набор конодонтов. Первые данные о находках конодонтов в бельгешашской, аккаинской, туерыкской и чейбеккельской свит были опубликованы Я.М. Гутаком с соавт. [6]. При обработке образцов из разрезов по рр. Аккая и Туерык нами были получены данные, дополняющие конодонтовую характеристику этих свит. При изучении микрофауны выявлено, что в составе франской конодонтовой ассоциации преобладают таксоны родов *Polygnathus*, *Ancyrognathus* и *Icriodus*, а роды *Pelekysgnathus* и *Ancyrodella* представлены единичными экземплярами. Аккаинская свита (разрез по правому борту р. Туерык) содержит конодонты *Ancyrognathus* sp. A (= *An. tsiensi* → *An. asymmetricus*), *Polygnathus normalis* M. et Young., *Po. webbi* Stauffer, *Icriodus alternatus* Br. et M., *I. curvatus* Br. et M. В туерыкской свите (разрез по правому борту р. Туерык) определены *Ancyrognathus* sp. A (= *An. tsiensi* → *An. asymmetricus*), *Polygnathus normalis* M. et Young., *Po. webbi* Stauffer, *Po. cf. brevilaminus* Br. et M., *Polygnathus* ssp., *Icriodus alternatus* Br. et M., *I. curvatus* Br. et M., *I. nodosus* Huddle (sensu Seddon, 1970), *I. expansus* Br. et M. (sensu Seddon, 1970), *I. ex gr. curvatus* Br. et M., *I. ex gr. expansus* Br. et M., *Pelekysgnathus* sp. Близкий комплекс конодонтов туерыкской свиты установлен в другом разрезе, расположенном в левобережье р. Аккая. Кроме перечисленных таксонов там присутствует и *Ancyrodella gigas* Young.

На северо-западной окраине Кузбасса по левому и правому берегам р. Томь представлена непрерывная последовательность франского и нижней части фаменского ярусов верхнего девона [7, 8]. Франская и низы фаменской ассоциации конодонтов относятся к так называемой мелководной биофафии [9]. Она представлена таксонами родов *Polygnathus* и *Icriodus* и единичными *Palmatolepis*, *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Polylophodonta* и *Belodella*. Отчетливо фиксируемое изменение разнообразия и плотности палеопопуляций конодонтов установлено в низах митихинских слоев нижнего фамена (зона *strepida*).

На этом уровне резко возрастает таксономическое разнообразие родов *Palmatolepis* и *Polygnathus*, а также их количественное представительство (сотни экземпляров элементов на кг образца). Увеличение таксономического разнообразия в составе рода *Palmatolepis* свидетельствует о масштабном изменении палеоусловий обитания конодонтов в бассейне Кузнецкого моря в сторону повышения глубины палеобассейна – появление так называемой «глубоководной биофафии» конодонтов [9]. Выявленный «взрыв» таксономического разнообразия конодонтов в низах митихинских слоев отвечает новому этапу «возрождения» («восстановления») этой группы организмов, которое после глобального вымирания на рубеже франа и фамена (событие Кельвассер) [10] достигло первого максимума в интервале зон *Late triangularis* и *Early strepida* нижнего фамена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00575), Программ РАН 15 и 17.

Литература

1. Аристов В.А., Лубнина Н.В. Ареалы конодонтов в девоне. Отношение к гипотезе дрейфа континентов // Биосфера-экосистема-биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: Наука, 2005. С. 91–112.
2. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2001. 163 с.
3. Москаленко Т.А. Описание органических остатков. Conodontophorida // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты: Труды ИГиГ. Новосибирск: Наука, 1984. Вып. 568. С. 166–173.
4. Аксенова Л.М., Асташкина В.Ф. Систематическое описание фауны и микрофоссилий. Группа конодонтофориды // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 131–146.
5. Макаренко С.Н., Родыгин С.А., Савина Н.И. Стратиграфия верхнего девона юго-востока Западно-Сибирской плиты // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири: Материалы научной конференции. Томск: ТГУ, 1998. Т. 1. С. 261–264.
6. Гутак Я.М., Ляхницкий В.Н., Родыгин С.А., Федак С.И. Конодонты в разрезах среднего и верхнего девона юго-восточной части Горного Алтая // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых: Материалы международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 44–49.
7. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А. и др.; Отв. ред. Е.А. Елкин. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
8. Краснов В.А., Ржонсницкая М.А., Гутак Я.М. Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна // Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе. Новосибирск: СНИИГиМС, 1992. 136 с.

9. Sandberg C.A., Dreesen R. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1984. Vol. 196. P. 143–178.

10. Walliser O.H. Global Events in the Devonian and Carboniferous // Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, 1996. P. 225–250.

ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ТАБУЛЯТОМОРФНЫХ КОРАЛЛОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Г.Д. Исаев

Научно-исследовательский центр «СИБГЕОНАФТ», г. Новосибирск, Россия

Западно-Сибирская плита (ЗСП) – одна из крупнейших нефтегазоносных провинций мира. Она представляет собой самостоятельный тектонический сегмент в литосфере Земли, причем самостоятельный на всех этапах своего геологического развития. Дююрское основание ЗСП состоит из трех этажей: допараплатформенного (рЄ–O₁), параплатформенного (O₂–C₂), тафрогенного (C₃–T). Морской режим образования осадков доминировал на первых этапах развития ЗСП начиная с венда по карбон включительно. Здесь существовали мелководные эпиконтинентальные бассейны с бентосной фауной и рифами барьерного типа (даже в карбоне). Общая мощность силуро-девонских рифовых систем (неполная, вскрытая) достигает 6,5 км (Нюрольский бассейн). До 90-х гг. прошлого века Западно-Сибирская провинция как самостоятельная палеобиогеографическая единица [1] не выделялась. На западе ЗСП устанавливалась Урало-Тяньшанская, на юго-востоке – Алтае-Саянская провинции, разделенные сушей. Только с 1993 г. В.Н. Дубатовым и В.И. Красновым [2] выделяется единая (в девоне) провинция с разделением на территории: Средне-Сибирское море (запад Сибирской платформы), Западно-Сибирское море, Таймырское море, Салаирское море, Обь-Зайсанский пролив.

Первые кораллы появились в начале параплатформенного этапа развития ЗСП – в верхнем ордовике, когда установились кратковременные (морские) связи с Сибирской платформой. Это были представители рода *Lyopora*, очень похожие на *L. minima* Dziubo [3]. Они жили в плотных поселениях, типа зарослей, с доминирующими ветвистыми мшанками на склоне мелководного шельфа в условиях обильного привноса терригенного осадка. Позднеордовикский период сосуществования табулят с другими группами рифостроящих организмов нельзя назвать самостоятельным этапом развития древних кораллов. Это стадия расселения или колонизации табулят в ордовикском бассейне ЗСП. Колонизация морского шельфа табулятами продолжалась и в раннем силуре. В их составе преобладали виды *Catenipora gothlandica* (Yabe), *Halystes regularis* Fisch.-Ben., *Multisolenia formosa* Sok., *Cladopora xenia* Sok., *Mesofavosites cf. imbellis* Klaam., *Palaeofavosites mirabilis* Tchern. Индекс видовой разнообразия существенно

повышается по сравнению с ордовиком. Из 9 видов Пологой площади, например в одном биотопе венлока (скв. 1), только два являются новыми в составе родов *Pachypora* и *Parastriatopora*. Это были изолированные поселения (типа тампов) кораллов среди доминирующих водорослей, строматопорат, мшанок и брахиопод в затишных илистых обстановках мелководного шельфа. Они расселились уже на значительной территории (от Медведевской до Останинской пл.). Этот этап (позднеордовикско-раннесилурийский) можно считать этапом колонизации (освоения) табулятами Западно-Сибирской провинции. На отдельных участках илистого мелководья иногда наблюдались более плотные поселения табулят политаксонного состава (Пологая-1). Наличие здесь видов-межрегионалов указывает на установление тесной связи с Таймыром, Сибирской платформой и Алтае-Саянской областью.

Позднесилурийский этап развития табулятоморфных кораллов можно назвать этапом диверсификации (расцвета). Появляются новые виды, хорошо адаптированные к обстановкам Западной Сибири, которые начинают быстро эволюционировать в новых условиях. Индекс видообразования высокий: например из 6 изученных видов в одном местонахождении (Останинская пл.) установлено 3 новых вида. Видообразование характерно для родов *Caliapora*, *Parastriatopora*, *Mesofavosites*. Разнообразен и характер расселения кораллов: заросли, тампы, плотные луга массивных колоний табулят. По плотности поселений и разнообразию они уже не уступают мшанкам, водорослям, строматопоратам и фораминиферам, образуя вместе с ними органо-генные системы рифов, формируя биофациальную зональность морского бассейна. В составе табулят представители родов *Parastriatopora*, *Cladopora*, *Caliapora*, *Riphaeolites*, *Mesofavosites* [3].

Они расселились по всей территории Западно-Сибирской провинции. Присутствие таких видов, как *Riphaeolites aff. tchernovi* Barsk., *Parastriatopora coreaniformis* (Sok.), *P. tchernychevi* Sok., говорит о том, что на этом этапе развития табулят сохранились устойчивые связи с соседними коралловыми сообществами Таймыра, Сибирской платформы, Урала и Салаира.

Раннедевонский этап эволюции табулят знаменовался резким обновлением таксономического состава,

изменением в структуре сообществ, морфологическими трансформациями во многих видах и родах табулятоморфных кораллов. Они начинают доминировать в бентосных сообществах, играя заметную роль в дифференциации экологических ниш в рифах. Индекс видового разнообразия – один из самых высоких. В составе преобладают представители родов *Striatopora*, *Alveolitella*, *Adetopora*, *Crassialveolites*, *Tiverina*, *Cladopora*, *Pachyfavosites*, *Pachycanalicula* и др. Только из керна 10 скважин, например армичевского горизонта (пражский ярус), автором изучено 29 видов, принадлежащих к 19 родам! Причем новых видов установлено 13. Интенсивное видообразование характерно для родов *Adetopora*, *Thamnopora*, *Favosites*, *Tiverina*, *Crassialveolites*, *Gracilopora* [3].

Максимум видового разнообразия характерен именно для прагиена. В структуре раннедевонского этапа можно выделить (по интенсивности видообразования) три стадии: колонизации – лохковского века; диверсификации – пражского; и доминанции (упадка разнообразия) эмского века. Не устраняются, а наоборот, становятся более тесными и взаимоотношения в виде дрейфа видов между Западно-Сибирской провинцией с соседними, особенно на стадии колонизации. Это подтверждается присутствием видов *Favosites socialis* Sok. et Tes. (Сибирская платформа); *Thamnopora kamyshensis* Miron. (Горный Алтай); *Favosites fedotovi* Tchern. (Таймыр); *Riphaeolites virgosus* Yanet (Урал) и др.

Среднедевонско-раннефранский этап развития табулятоморфных кораллов по характеру и интенсивности видообразования тоже разделяется на три стадии: колонизации (эйфель); диверсификации (живет) и доминанции (ранний фран). На этом этапе табуляты в Западно-Сибирской провинции появляются только в конце эйфельского века. Регрессивное развитие морского бассейна, неблагоприятные обстановки (и био-, и лито) для расселения кораллов были причиной такой ситуации. В составе табулят и гелиолитид практически отсутствует унаследованность от нижнедевонского этапа. На стадии колонизации в эйфельском веке по мере установления «морских» связей с Рудным Алтаем и Салаиром в Западно-Сибирской провинции появляется такой вид-полипровинциал, как *Placocoenites orientalis* (Eichw.), представители родов: *Tyrganolites*, *Alveolites* и *Heliolites*.

В условиях доминирования других бентосных организмов (строматопорат, водорослей, криноидей, брахиопод и др.) на стадии колонизации табуляты расселялись в виде полей (покровов), мелких зарослей, редко тампов (*Heliolitida*) с неплотной концентрацией поселений.

Живетская стадия диверсификации табулятоморфных кораллов отличается от пражской более низким уровнем видообразования в целом, хотя на отдельных участках (например, Малоичский риф) наблюдается достаточно высокий его уровень. Особенностью живетского века являются: максимальное освоение

кораллами практически всех экологических ниш; присутствие полипровинциалов и межрегионалов, характерных для других провинций и соседних регионов. В их числе: *Thamnopora nicholsoni* (Frech.) *Th. polyforata* (Schloth.), *Th. cervicornis* (Blainv.), *Favosites goldfussi* Orb., *Alveolitella polenowi* (Peetz), *Caliopora taltiensis* Yanet, *Cal. battersbyi* (M.- Edw. et H.), *Scoliopora denticulata* (M.- Edw. et H.), *Sc. conferta* Ermak. [3].

Табуляты живета расселялись в плотных поселениях в форме полей (покровов) и лугов на гребне рифа, в виде зарослей в затишных зарифовых обстановках на карбонатной платформе, в виде зарослей, тампов, полей на передовом склоне рифа. Им приходилось конкурировать с быстро приспособляющимися к условиям среды строматопоратами и водорослями, порой создающими плотные поселения в рифовых системах живета.

Во фране постепенно сокращаются ареолы распространения табулятоморфных кораллов. Их вытеснение из экологических ниш франских бассейнов было обусловлено доминирующим агрессивным влиянием водорослево-фораминиферовых и строматопоратовых биофаций. Табуляты расселялись в изолированных поселениях в виде зарослей и лугов в пределах рифовых систем и пинаклей, а также в форме неплотных мелковетвистых зарослей на карбонатной зарифовой платформе (Малоичская-7). Новых видов во фране практически нет, за исключением рода *Tyrganolites* (один новый вид). Состав видового кораллового сообщества формируется за счет присутствия «салаирских» видов табулят: *Mesolites sguamatus* (Dubat), *Alveolitella grata* Isaev и др. Это завершающая стадия доминанции (упадка разнообразия) в развитии табулятоморфных кораллов Западно-Сибирской палеобиогеографической провинции. Отдельные виды табулят в морских акваториях Западной Сибири встречаются и в позднем фране (пл. Лугинецкая), и в карбоне (Герасимовская-14, Лебяжьевская-2), но они уже не представляют единой коралловой системы, а являются самостоятельными обособленными ее фрагментами среди другой уже доминирующей бентосной биоты.

В настоящей статье охарактеризованы этапы развития и расселения табулятоморфных кораллов в Западно-Сибирской палеобиогеографической провинции. Авторская коллекция табулят и гелиолитид включает только 100 видов ордовика, силура и девона из керна 55 скважин, в основном расположенных в юго-восточной части ЗСП. Большая часть карбонатных разрезов палеозоя Ямала, центра и западной части (район Урая) ЗСП не изучены палеонтологами-кораллистами. В Ишимской и Ханты-Мансийской структурно-фациальных зонах разрезы палеозоя имеют рифогенную природу. Они тоже не изучены на предмет рифообразующих организмов. Исследование эволюции организмов предполагает не только детальную работу по изучению морфогенеза, измен-

чивости и филогенетических связей видов, родов и семейств во времени и пространстве, но и должны опираться, прежде всего, на обширный и достаточный для такой работы фактический палеонтологический материал. Имеющегося материала для этого не вполне достаточно. Однако автор попытался на примере девонских разрезов (11 скважин) с достаточно полной палеонтологической последовательностью определить не просто появление новых таксонов, но и исследовать морфогенез отдельных таксонов в течение девонского периода существования табулятоморфных кораллов. Особенно значимой оказалась изменчивость таких видов, как: *Parastriatopora ostaninskayaensis* Isaev, *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Thamnopora kamyshensis* Miron, *Gracilopora savinae* Isaev, *Emmonsia vera* Isaev, *Yacutiopora dogdensis* Dubat., *Tiverina subcrassa* Dubat. et Isaev, *Coenites salairicus* Dubat., *Alveolitella karmakensis* (Tchern.), *Scoliopora novosibirica* (Isaev). Именно изучение изменчивости этих видов позволило автору определить рубежи морфологического обновления внутри единых коралловых комплексов, синхронизировать эти рубежи в пределах отдельных разведочных площадей, фациальных районов ЗСП, а также сопоставить их с эволюционной этапностью соседних хорошо изученных регионов.

Таким образом, в Западно-Сибирской палеогеографической провинции с позднего ордовика по карбон включительно существовали морские обстановки с жарким тропическим климатом, с «рифовой» фациальной зональностью бассейнов, с развитием коралловых сообществ.

В их развитии автором устанавливается три этапа: поздне-ордовикско-силурийский; раннедевонский и среднедевонско-раннефранский. В каждом этапе выделяются три стадии: колонизации, диверсификации

и доминанции. На стадиях колонизации в различных этапах расселение табулятоморфных кораллов обеспечивалось за счет иммиграции видов из соседних провинций: Салаира, Горного и Рудного Алтая, Сибирской платформы, Урала и Таймыра. И лишь в живете и во фране, на третьем этапе развития кораллов чаще встречаются виды-полипровинциалы, которые являются общими для Западно-Сибирской провинции и провинций Западной Европы.

Самостоятельность Западно-Сибирской провинции доказывается большим процентом (более трети всего состава видов) собственных таксонов. Кратковременные «морские» связи этой провинции характерны на всех этапах развития и чаще на стадии колонизации (освоения) экологических ниш. Появление космополитов, полипровинциалов и межрегионалов на стадиях видовой радиации (диверсификации) и доминанции (упадка видообразования) объясняется не развитием прочных «морских» связей по всему миру, а синхронным параллельным видообразованием в удаленных акваториях с появлением одних и тех же фенетических признаков. Последнее обусловлено только глобальными изменениями в космосе и биосфере Земли.

Литература

1. Дубатов В.Н. Зоогеография девонских морей Евразии (по материалам изучения табулят). Новосибирск: Наука, 1972. 128 с.
2. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеогеография Западно-Сибирского моря в девонский период // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 27–36.
3. Исаев Г.Д. Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2007. 248 с.

РОД *Fusiella* Lee et Chen, 1930 И ЕГО СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ НА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ КАСИМОВСКОГО ЯРУСА МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ

Т.Н. Исакова

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Для нижней границы касимовского яруса МСШ до сих пор официально все еще не приняты стратотипический разрез и маркер этого подразделения. Международной рабочей группой продолжается обсуждение нескольких вариантов положения этой границы, фиксируемое по различным биомаркерам как среди конодонтов, так и среди фораминифер [9]. По фораминиферам наиболее приемлемым вариантом биомаркера и коррелянта границы ранее рассматривался род *Montiparus*. Его первое появление в разрезах совпадает с уровнем появления потенциальных биомаркеров границы – конодонтов вида *Idiognathodus*

sagittalis Kozitskaya и вида *Idiognathodus turbatus* Rosscoe et Barrick. Этот набор биомаркеров фиксирует положение нижней границы касимовского яруса МСШ выше его исторической границы в разрезах типовой местности яруса. Новый фузулинидовый биомаркер сближенных границ – исторической и границы МСШ – предложил доктор Х. Форке (Германия). На заседании Международной рабочей группы по нижней границе касимовского яруса, состоявшемся в г. Овьедо (Испания) летом 2008 г., им было предложено (устное сообщение) в качестве коррелянта границы использовать фузулинидовый вид *Fusiella rawi* (Lee). Появление

этого вида в Карнийских Альпах фиксируется по разрезу стратиграфически ниже первых монтипарусов. В типовой местности касимовского яруса находки вида *Fusiella rawi* (Lee) отсутствуют. В связи с этим представляется важным изучить распространение и эволюционное развитие рода *Fusiella* в разрезах пограничных отложений среднего и верхнего карбона типовой местности.

Род *Fusiella* был впервые описан Ли и Ченом [5] из пенсильванского (среднекаменноугольного) известняка Хуанглунг Китая с типовым видом *Fusiella typica* Lee et Chen, 1930. Для рода *Fusiella* характерны следующие отличительные признаки [1, 5, 7]: небольшие размеры, форма раковины от вздуто-веретеновидной до удлиненной, близкой к субцилиндрической. Число компактно навитых оборотов более 5. Первые обороты нередко повернуты на 90° по отношению к последующим. Стенка тонкая однородная, при хорошей степени сохранности вычленяется тектур и более светлый слой протеки. Осевые уплотнения от слабых до сильных могут отсутствовать. Септы от прямых до слабоволнистых. Устье единичное. Видовой состав рода включает: *Fusiella typica* Lee et Chen, 1930, *F. paradoxa* Lee et Chen, 1930, *F. pulchella* Safonova, 1951, *F. praecursor* Rauser, 1951, *F. praetypica* Safonova, 1951, *F. granumoryzae* Dutkevich, 1934, *F. cylindrica* Suleymanov, 1949, *F. schubertellinoides* Suleymanov, 1949, *F. excelsa* Suleymanov, 1949, *F. lancetiformis* Putrya, 1939, *F. praelancetiformis* Safonova, 1951, *F. eolancetiformis* Bogush, 1963, *F. longa* Rumjanzeva, 1974, *F. elongatissima* Putrya, 1940, *F. acera* M.-Macklay, 1949, *F. rawi* (Lee), 1927. Стратиграфическое распространение рода: каширский горизонт московского яруса среднего карбона – артинский ярус нижней перми. Местонахождение: Китай, Дарваз, Карнийские Альпы, Кантабрийские горы, Урал, Донбасс, Подмосковье. Генетические связи между видами рода *Fusiella* среднекаменноугольного возраста были определены при описании этих видов из отложений Русской платформы и сопредельных областей [1]. И.С. Сулейманов [3] описал фузиелл из верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Башкирского Приуралья и объединил их в группы близкородственных видов, что позволяет наметить определенные тенденции в развитие рассматриваемого рода.

На Русской платформе первые фузиеллы появились в отложениях каширского и подольского горизонтов московского яруса среднего карбона. Это группа *Fusiella praecursor*, представленная видами *F. praecursor* Raus. и *F. praetypica* Saf. По мнению Д.М. Раузер-Черноусовой [1], эта группа является предковой для *Fusiella typica*, поскольку соединена с ней переходами и близка по внешней форме. Вид *Fusiella typica* Lee et Chen имеет широкое развитие в мячковском горизонте московского яруса. Для него характерна вздуто-веретеновидная, часто укороченная форма раковины. Морфологически близким является

также вид *F. pulchella* Safonova, имеющий коротко-веретеновидную форму раковины. Очевидно, что к этой группе видов относится также вид *F. praelancetiformis* Saf. из верхней части мячковского горизонта, имеющий веретеновидную раковину и прерывистые осевые заполнения. Этот вид Д.М. Раузер-Черноусова считает предковой формой верхнекаменноугольных видов группы *F. lancetiformis*. Вид *F. lancetiformis* Putrya был описан из нижней части верхнего карбона. Для него характерна удлиненно-веретенообразная форма раковины и присутствие вытянутых вдоль оси аксиальных уплотнений. Перечисленные признаки резко выражены у другого вида, а именно *F. elongatissima* Putrya, описанного из верхнекаменноугольных отложений Донбасса. По мнению автора вида, *F. elongatissima* имеет сходство как с *F. lancetiformis*, так и *F. rawi*, от которых отличается значительно большими размерами. Вид *F. rawi* впервые выделен Ли [4] и отнесен им к роду *Boultonia*. Томпсон [7] предположил возможность включения этого вида в состав рода *Fusiella*. Отсутствие у *F. rawi* правильной и слабой складчатости септ, характерной для рода *Boultonia*, подтверждает принадлежность этого вида роду *Fusiella*. Существуют и другие точки зрения о родовой принадлежности рассматриваемого вида, т.к. некоторые морфологические признаки – вытянутая веретеновидная раковина, прямые септы, массивные осевые заполнения – соответствуют признакам рода *Wedekindellina* [6]. На эволюционную связь родов *Fusiella* и *Wedekindellina* указывали различные исследователи. Томпсон [7] рассматривал род *Fusiella* предком рода *Wedekindellina*. Э. Вилла и А. Гинкель [8] считают, что описанные С.Т. Ремизовой из Северного Тиммана виды, предположительно отнесенные автором к роду *Wedekindellina* – *W.?* *grandis*, *W.?* *thompsoni*, *W.?* *dutkevichi sera* – по строению стенки сходны и родственны фузиеллам, а именно виду *F. rawi*. Схожие с *F. rawi* формы из разрезов Испании ранее определялись как *F.cf. lancetiformis*. По мнению указанных авторов – Villa and van Ginkel [8], – существуют переходные формы между *F. lancetiformis* и *F. rawi*, что свидетельствует об их филогенетическом родстве. К таким переходным формам, очевидно, относятся экземпляры, описанные Сулеймановым из разрезов Башкирского Приуралья как *F. lancetiformis*. «По внешней форме и характеру аксиальных уплотнений данный вид рода *Fusiella* довольно близок к формам рода *Wedekindellina* и отличается в основном структурой стенки» [3: 36. Табл. I, фиг. 14]. Вышерассмотренная группа фузиелл (группа *F. lancetiformis*) характеризует только нижнюю часть верхнего карбона, что имеет большое значение при решении вопросов границ и корреляции отложений. Крайним в ряду удлиненно-веретеновидных форм, очевидно, является вид *F. acera* M.-Macklay, развитый в отложениях ассельского яруса нижней перми Средней Азии. Таким образом, вышерассмотренные виды фузиелл образуют филогенетическую последовательность, в

которой предковой формой выступает вид *F. praecursor* Rauser. Общая тенденция эволюционного развития в этой последовательности проявляется в изменении формы раковины от коротко-веретеновидной до значительно вытянутой удлинено-веретеновидной, а также в усилении аксиальных уплотнений от слабых и прерывистых до массивных. Другое направление в развитии фузиелл представляет группа видов, характеризующихся субцилиндрической формой раковины и отсутствием аксиальных уплотнений. Фузиеллы с цилиндрической формой раковины получили свое развитие от *F. paradoxa*, описанной Ли и Ченом [5] из среднекаменноугольного известняка Хуанглунг (Китай). Для *F. paradoxa* характерна почти цилиндрическая, слегка вздутая в срединной части форма раковины и слабые прерывистые осевые заполнения. Близким видом является *F. granumoryzae* Dut., который появляется в низах верхнего карбона и имеет веретенообразную раковину, сильно вытянутую по оси с субцилиндрической уплощенной срединной частью, слабо складчатыми у полюсов септами. Осевые уплотнения не развиты. Дальнейшая эволюция форм с цилиндрической раковиной, слабо складчатыми у полюсов септами, без аксиальных заполнений наблюдается в нижней перми. В средней и верхней зонах ассельского яруса получает развитие вид *F. cylindrica* Sul., резко отличающийся от остальных видов этого рода цилиндрической формой раковины. Продолжает линию форм с вытянутой раковиной и без аксиальных уплотнений вид *F. schubertellinoides* Sul., распространенный от верхней зоны ассельского яруса и до верхов сакмарского. В этом же интервале встречен вид *F. excelsa* Sul., имеющий максимальное среди фузиелл соотношение L к D , равное 5,4.

Итак, в раннемосковское время «путем дифференциации стенки, увеличения раковины и появления слабой септальной складчатости от *Schubertella* обособляется род *Fusiella*» [2: 28]. Общая направленность развития видов рода *Fusiella* выражается в дальнейшем увеличении размеров раковины, изменении формы от коротко-веретеновидной до удлинено-веретеновидной и цилиндрической, появлении слабой складчатости септ и редукции аксиальных уплотнений. Анализ морфологии раковин *Fusiella* свидетельствует о наличии двух филогенетических линий, а виды группируются в две эволюционирующие ветви. Первая образует линию веретеновидных форм с прямыми септами и аксиальными заполнениями вдоль оси раковины. Во второй ветви происходит удлинение раковины по оси навивания, образование цилиндрической формы раковины, появляется скрученность септ в аксиальных концах и слабая складчатость на боках раковины, редуцируются аксиальные уплотнения. В разрезах пограничных отложений московского и касимовского ярусов типовой местности наблюдается развитие видов первой

филогенетической линии. Здесь заметными эволюционными преобразованиями в морфологии *Fusiella*, очевидно, являются изменение формы раковины на вытянуто-веретеновидную и развитие постоянных довольно массивных осевых заполнений. Эти признаки закрепляются впервые у видов *F. lancetiformis* Putrya и *F. rawi* (Lee) в ранне-касимовское время. Отсюда следует, что вышеназванные виды могут служить потенциальными маркерами нижней границы касимовского яруса. Так, в разрезах Домодедово и Афанарьево в верхней части московского яруса доминирует *Fusiella typica* Lee et Chen, в кривякинском горизонте касимовского яруса появляются *F. lancetiformis* Putrya. Важно, что типичные *F. lancetiformis* Putrya, схожие с голотипом, в разрезе фиксируются одновременно с появлением типичных *Protriticites*. В типовой местности историческая граница касимовского яруса определяется появлением видов *Protriticites pseudomontiparus* Ros. и *Obsoletes obsoletus* Moell. Следовательно, в типовой местности нижнюю границу касимовского яруса МСШ, сближенную с его исторической границей, может маркировать появление одного из вышеказанных потенциальных маркеров, а именно вида *F. lancetiformis* Putrya.

Литература

1. Раузер-Черноусова Д.М., Грызлова Н.Д., Куреева Г.Д. и др. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. М: Изд-во АН СССР, 1951. 341 с.
2. Розовская С.Е. Состав, система и филогения отряда фузулиниды. М.: Наука, 1975. 265 с.
3. Сулейманов И.С. Новые виды фузулинид подсемейства *Schubertellinae* Skinner из каменноугольных и нижнепермских отложений Башкирского Приуралья // Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья: Труды ин-та Геологических наук. 1949. Вып. 105. Геол. Сер. № 35. С. 22–43.
4. Lee S.J. Fusulinidae of North China // *Palaeontologia Sinica*. 1927. Ser. B 4 (1). P. 1–172.
5. Lee J.S., Chen S., Chu S. The Huanglung Limestone and its fauna // *Memoirs of the National Research Institute of Geology*. Nanking. 1930. № 9. P. 85–143.
6. Sheng J. Fusulinids from the Penchi Series of the Taitzeho Valley, Liaoning // *Palaeontologia Sinica*. 1958. Ser. B (7). P. 1–119.
7. Thompson M.L. Studies of American fusulinids // *Paleontological Contributions*, University of Kansas, Protozoa. Article I.
8. Villa E., van Ginkel A.C. Some Late Moscovian and Kasimovian Fusulinaceans from The Las Llacerias section (Cantabrian Mountains, Spain) // *J. Foraminiferal Research*. 2000. Vol. 30. P. 219–243.
9. Villa E. and Task Group. Progress Report of the Task Group to establish the Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian boundaries // *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*. 2008. Vol. 26. P. 12–13.

ТРИЛОБИТЫ НИЖНЕГО И НИЗОВ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ ХАРАУЛАХСКИХ ГОР (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ЧЕКУРОВСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ)

И.В. Коровников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Введение. Разрез западного крыла Чекуровской антиклинали является одним из лучших кембрийских разрезов на Сибирской платформе. В береговых обнажениях вскрыты терригенно-карбонатные породы от базальных слоев кембрия до самых верхов. Лишь самые верхние слои кембрия выпадают из разреза. Несмотря на то что разрез местами осложнен локальными разрывными нарушениями и складками, последовательность слоев в разрезе вполне распознаваема. Разрез изобилует остатками кембрийской биоты и ранее изучался многими специалистами [1–3 и др.]. Изобилие остатков фауны и хорошая обнаженность разреза делает его прекрасным объектом для исследования кембрия. В данной работе наряду с имеющимися данными по находкам трилобитов из этого разреза включен материал, полученный автором в ходе полевых работ летом 2009 г., который дополняет изученность комплексов трилобитов района Хараулахских гор.

Литология. Отложения нижнего и низов среднего кембрия включают тусэрскую и сэктэнскую свиты (рис. 1, на вклейке). Тусэрская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена песчаниками, гравелитами и конгломератами. Породы имеют бурую, зеленовато-серую окраску. Мощность подсвиты 25 м. Между нижней и средней подсвитами – пластовая интрузия мощностью 60 м. Средняя подсвита представлена глинистыми известняками, бурыми, красными, зеленоватыми с органическим детритом. В подсвите встречаются многочисленные остатки мелкораконной фауны, трилобиты, брахиоподы. Мощность подсвиты 45 м. Верхняя подсвита сложена серыми известняками в различной степени глинистыми. Содержит многочисленные остатки трилобитов, брахиопод и мелкораконной фауны. Мощность – 50 м.

Сэктэнская свита имеет мощность 53 м. Она сложена известняками серыми, местами красновато-серыми, глинистыми. В свите встречены многочисленные остатки трилобитов и брахиопод. В 31,5 от подошвы свиты в разрезе появляются прослои (до 0,2 м) черных сланцев, чередующихся с известняками. Выше разрез полностью становится черносланцевым. Этот интервал разреза от 31,5 от подошвы и до кровли свиты, мощностью 21,5 м, вероятно, необходимо обособить в куонамскую свиту, которая распространена юго-западнее изучаемого района и занимает в разрезе аналогичное стратиграфическое положение [4, 5].

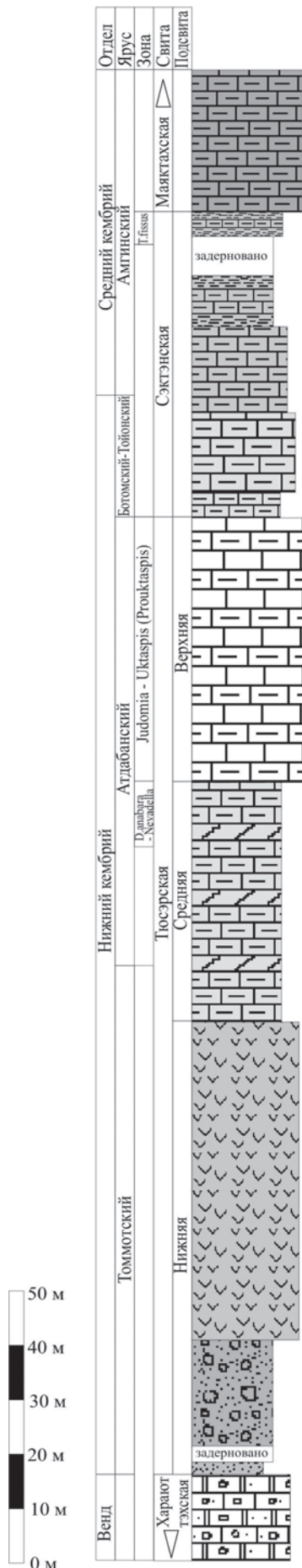
Комплексы трилобитов и их особенности. Первые находки трилобитов приурочены к верхней

части средней подсвиты тусэрсской свиты. Здесь встречены *Delgadella anabara*, *Nevadella* sp. [3]. Эти находки позволяют отнести данный интервал к зоне *Delgadella anabara*-*Nevadella* атдабанского яруса нижнего кембрия (см. рис. 1).

Начиная от подошвы верхней подсвиты тусэрсской свиты количество и разнообразие трилобитов резко возрастает. Здесь встречаются *Hebediscus granulosus*, *Hebediscus longus*, *Judomia mattajensis*, *Judomia* cf. *facilis*, *Delgadella lenaica*, *Triangulaspis lermontovae*, *Chorbusulina bella*, *Charaulaspis prima*. Дополнительно здесь найдены *Korobovia khorbosuonica*, *Charaulaspis postprimus*, *Hebediscus convexa*. Этот комплекс характерен для зоны *Judomia* – *Uktaspis* (*Prouktaspis*) атдабанского яруса нижнего кембрия (рис. 1). Комплекс имеет много общих форм с комплексом из аналогичного возрастного интервала разреза на р. Хорбосуонке Оленекского поднятия [5, 6]. Кроме обычных для этого интервала представителей родов *Judomia*, *Hebediscus*, *Delgadella* здесь встречены *Korobovia khorbosuonica*, *Charaulaspis postprimus*. Стратиграфическое распространение этих видов такое же, как и в разрезе на р. Хорбосуонке. Так, представители рода *Korobovia* встречаются вблизи подошвы зоны *Judomia* – *Uktaspis* (*Prouktaspis*). Для верхов зоны характерно последовательное появление в разрезе представителей родов *Chorbusulina* и *Charaulaspis*. Это позволило выделить в разрезе на р. Хорбосуонке подзоны в пределах зоны *Judomia* – *Uktaspis* (*Prouktaspis*) [Коровников. 1998]. Теперь появилась определенная возможность проследить эти дробные биостратиграфические подразделения в разрезе западного крыла Чекуровской антиклинали.

Интересным представляется решение еще одного вопроса – находок в разрезе трилобитов *Triangulaspis annio*.

Этот вид трилобитов появляется в разрезах Сибирской платформы у основания ботомского яруса. Имеются находки этого вида и в других регионах мира. Первое появление этого вида потенциально может быть использовано в качестве точки глобального стратотипа границы (GSSP) для яруса в новой, разрабатываемой в настоящее время ярусной шкале кембрия. Однако на северо-востоке Сибирской платформы указывались находки этого вида еще в верхах атдабанского яруса, т.е. ниже по разрезу, чем в других разрезах [3, 5]. В изучаемом разрезе, в пределах верхней подсвиты тусэрсской свиты встречены совместно трилобиты рода *Charaulaspis* и трилобиты, похожие на *Triangulaspis annio*. При этом отмечается большое



Комплексы трилобитов	
	<i>Triplagnostus gibbus</i> , <i>Tomagnostus sibiricus</i> , <i>Pseudanomocarina</i> sp., <i>Eodiscus oelandicus</i> , <i>Paradoxides sacheri</i> , <i>Ptychagnostus</i> aff. <i>atavus</i>
	<i>Paradoxides</i> sp., <i>Kootenia</i> sp., <i>Dolichometopus perfidelis</i>
	<i>Hebediscus granulosus</i> , <i>Hebediscus longus</i> , <i>Judomia mattaensis</i> , <i>Judomia</i> cf. <i>facilis</i> , <i>Delgadella lenaica</i> , <i>Triangulaspis lermontovae</i> , <i>Chorbusulina bella</i> , <i>Charaulaspis prima</i> , <i>Charaulaspis postprimus</i> , <i>Korobovia khorbosuonica</i> , <i>Hebediscus convexa</i>
	<i>Delgadella anabara</i> , <i>Nevadella</i> sp.

Рис. 1. Стратиграфический разрез отложений нижнего и низов среднего кембрия западного крыла Чекуровской антиклинали (Хараулахские горы, северо-восток Сибирской платформы) и находки трилобитов

- известняки глинистые, красноцветные
- чередование глинистых известняков и черных сланцев
- известняки глинистые, пестроцветные
- известняки глинистые
- чередование известняков и глинистых известняков
- чередование глинистых известняков и мергелей
- долериты (пластовая интрузия)
- конгломераты
- песчаники
- доломиты оолитовые



Рис. 2. Трилобиты из разреза нижнего кембрия западного крыла Чекуровской свиты

сходство последних с мелкими (молодыми) экземплярами трилобитов рода *Charaulaspis*. Вероятно, встреченные трилобиты, похожие на *Triangulaspis annio* являются молодыми формами представителей рода *Charaulaspis*. В этом случае находки трилобитов *Triangulaspis annio* не распространяются ниже подошвы ботомского яруса и первое появление этого вида может быть использовано в качестве GSSP в Международной стратиграфической схеме.

По подошве сэктэнской свиты в районе Хараулахских гор проводится нижняя граница ботомского яруса среднего кембрия. Эта граница хорошо маркируется появлением в разрезе комплекса трилобитов, характерного для ботомского яруса. Однако находки трилобитов этого комплекса в низах сэктэнской свиты именно в разрезе западного крыла Чекуровской антиклинали отсутствуют. В ходе полевых работ летом 2009 г. удалось собрать из низов сэктэнской свиты

лишь неопределимые обломки трилобитов. Первые определимые остатки трилобитов встречены в 31 м от подошвы свиты в шестиметровом интервале разреза. Это *Paradoxides* sp., *Kootenia* sp., *Dolichometopus perfidelis*. Эти находки указывают на среднекембрийский возраст данного интервала разреза.

Выше примерно 10 м разреза закрыты и лишь в верхних 3 м встречены трилобиты *Triplagnostus gibbus*, *Tomagnostus sibiricus*, *Pseudanomocarina* sp., *Eodiscus oelandicus*, *Paradoxides sacheri*. Данный комплекс указывает на принадлежность этой части разреза к зоне *Tomagnostus fissus* – *Paradoxides sacheri* амгинского яруса среднего кембрия (рис. 1). Встреченные здесь формы являются типичными для восточной части Сибирской платформы на территории распространения куонамской свиты. Следует отметить здесь находку трилобитов *Ptychagnostus* aff. *atavus*. Подобные формы были ранее обнаружены в куонамской свите на рр. Молодо и Кюленке. Эти формы несколько отличаются от типичных *Ptychagnostus atavus* более округлым передним концом глабели и более мелкими базальными дольками глабели. Следует отметить, что первое появление трилобитов *Ptychagnostus atavus* принято за нижнюю границу яруса Друмиан (Drumian) в новом варианте международной стратиграфической шкалы. Поэтому находка представителей данного вида имеет большое значение для сопоставления кембрийских отложений Хараулахских гор с международной шкалой.

Результаты исследования комплексов трилобитов:

1. Встречены трилобиты *Korobovia khorbosuonica*, *Charaulaspis postprimus*, *Hebediscus convexa*, которые ранее были обнаружены в разрезе на р. Хорбосуонка на Оленекском поднятии. Это свидетельствует о том, что данные соседние участки имели очень близкий состав комплексов трилобитов, что позволяет проводить детальную корреляцию. Особенно это хорошо видно исходя из распространения в разрезе представителей родов *Chorbusulina* и *Charaulaspis*, по появлению которых возможно выделение подзон в пределах зоны Judomia – Uktaspis (Prouktaspis) атдабанского яруса нижнего кембрия.

2. Замечено сходство трилобитов *Triangulaspis annio* с молодыми экземплярами представителей рода *Charaulaspis*. Это дает повод усомниться в том, что первые находки трилобитов *Triangulaspis annio* на северо-востоке Сибирской платформы приурочены к атдабанскому ярусу, и позволяет рассматривать уровень первого появления этого вида в качестве кан-

дидата для установления нижней границы одного из ярусов Международной стратиграфической шкалы.

3. В верхах сэктэнской свиты, в пачке черносланцевых пород (которые, вероятно, можно отнести к куонамской свите) встречены трилобиты *Triplagnostus gibbus*, *Tomagnostus sibiricus*, *Pseudanomocarina* sp., *Eodiscus oelandicus*, *Paradoxides sacheri*, *Ptychagnostus* aff. *atavus*, которые широко распространены на обширной территории востока Сибирской платформы в зоне развития куонамской свиты. Некоторые из них имеют широкое палеогеографическое распространение. Это позволяет проводить достаточно точную корреляцию этого интервала разреза с аналогичными отложениями различных регионов.

Работа выполнена в рамках работы по проекту «Региональные схемы стратиграфии фанерозоя арктических территорий и акваторий России как основа для проектирования и проведения геолого-разведочных работ в Северном Ледовитом океане», а также комплексного интеграционного проекта «Эволюция палеозойской бентосной и пелагической биоты шельфовых и океанических бассейнов в связи с изменениями геодинамических и палеогеографических обстановок» и НШ-3822.2008.5.

Литература

1. Демюкидов К.К. Расчленение синийских и кембрийских отложений севера Сибирской платформы // Бюл. науч.-техн. информ. М: Госгеолтехиздат, 1957. № 5/10. С. 3–6.
2. Демюкидов К.К., Лазаренко Н.П. Новые данные по стратиграфии кембрийских отложений западного склона Северного Хараулаха // Сб. ст. по палеонтологии и стратиграфии. Л: НИИГА, 1959. Вып. 16. С. 11–22.
3. Репина Л.Н., Лазаренко Н.П., Мешкова Н.П. и др. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хр. Туора-Сис). М.: Наука, 1974. 299 с.
4. Савицкий В.Е., Шабанов Ю.Я., Евтушенко В.М., Шишкин Б.Б. Опорный разрез кембрия Хорбосуонской фациальной области (северо-восток Сибирской платформы) // Тр. СНИИГГИМСа. Новосибирск, 1972. Вып. 146. С. 53–60.
5. Коровников И.В. Новые данные по биостратиграфии нижнего и среднего кембрия разреза р. Хорбосуонки (Оленекское поднятие, северо-восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2002. № 9. С. 826–836.
6. Коровников И.В. Комплексы трилобитов и биостратиграфия нижнекембрийского разреза р. Хорбосуонки (Оленекское поднятие, северо-восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1998. № 10. С. 1377–1391.

**БРАХИОПОДА *RADIOMENA IRREGULARIS* (ROEMER, 1844)
ИЗ СРЕДНЕГО ДЕВОНА САЛАИРА**

Н.П. Кульков

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск, Россия

В сафоновских слоях Салаира впервые обнаружен вид брахиопод *Radiomena irregularis* (Roem.), что расширяет палеонтологическую характеристику слоев и уточняет пути миграции этого характерного вида.

Данный вид, широко распространенный в среднем девоне многих регионов России и зарубежья, впервые обнаружен на Салаире. Два образца темно-серого, органогенно-обломочного известняка с фрагментами брахиопод были собраны в 2009 г. Н.К. Бахаревым из сафоновских слоев и переданы для изучения автору. Обнажение (БС091-13) расположено южнее д. Сафоново, на левом берегу безымянного ручья, впадающего слева в р. Егос (рис. 1).

Находка на Салаире вида *Radiomena irregularis* (Roem.) расширяет состав брахиопод сафоновских слоев. Проведенный возрастной анализ всех известных на сегодня брахиопод, содержащихся в сафоновских слоях, показал не раннеживетский, как считалось ранее, а позднеэйфельский их возраст [2].

Описываемый ниже вид был установлен в стратотипе эйфельского яруса (известняки Герольштейн) Германии [12, 14].

В горах Холи Кросс Польши Г. Бирнат [7] привела *R. irregularis* для отложений более широкого возрастного диапазона. Кроме слоев Скала (верхний эйфель) он был обнаружен в стратиграфически более высоких покрживианских слоях (нижний живет). Следует заметить, что в последних Т. Бирнат отмечает *Isopoma brachyptyctum* (Schnur), который, по данным П. Сартенера и В. Еббигхаузена [13], не выходит за пределы стратотипического разреза эйфельского яруса Германии.

В. Гавличек [11] детально описал *R. irregularis* их живетских отложений Моравии. Эти отложения, судя по данным Г. Бирнат [7: 14] содержат, кроме названного вида, следующие таксоны: *Gypidula (Devonogypa) spinulosa* Havl., *Uncinulus pentagonus pentagonus* (Kays.), *U. minor minor* (Schnur), *Isopoma brachyptyctum* (Schnur) и *Hypothyridina proculoides* (Kays.), которые обычны для верхней части эйфельского яруса Германии и для других одновозрастных отложений многих регионов. Поэтому в дальнейшем не исключено некоторое понижение возраста отложений Моравии.

В Закавказье *R. irregularis* входит в местную верхнеэйфельскую зону двойного наименования *Mucrospirifer diluvianoides* Biernat – *R. irregularis*, которая согласно сменяется нижнеживетской зоной *Stringocephalus burtini* Defr. [1].

На западном склоне Урала *R. irregularis* отмечается в слоях с *Ivdelinia acutolobata* афонинского горизонта эйфельского яруса. В Бирме он известен в эйфельском ярусе (падауктинском известняке). Наиболее древний представитель *R. irregularis* происходит из эмских отложений Северо-Востока России [4].

Из приведенного выше обзора стратиграфического распространения *R. irregularis* следует, что этот вид встречается в диапазоне эмский ярус – нижний живет, при этом наиболее часто в верхней части эйфельского яруса.

Описанный вид хранится в Центральном геологическом музее (г. Новосибирск) колл. № 2030.

Автор благодарен Н.К. Бахареву за представленный палеонтологический материал, а также Л.Г. Перегудову, Н.К. Золотухиной – за оформление статьи.

Фотографии выполнены П.В. Фоминым.

Отряд Stropomenida

Надсемейство Stropheodontacea Caster, 1939

Семейство Douvillinidae Caster, 1939

Подсемейство Protodouvillininae Harper et Boucot, 1978

Род *Radiomena* Havlicek, 1962

Radiomena irregularis (Roemer, 1844)

Табл. I, фиг. 1–3

1844. *Orthis irregularis*: Roemer, с. 75, табл. 4, фиг. 1.

1854. *Leptaena irregularis*: (Roem.): Schnur., с. 224, табл. 41, фиг. 3.

1966. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Biernat., с. 58, табл. 8, фиг. 14–16, фиг. 14–15.

1967. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Havlicek., с. 131, табл. 25, фиг. 1–10.

1967. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Harper et al., с. 432, табл. 9, фиг. 6, 7, табл. 10, фиг. 1–6.

1969. *Radiomena cf. irregularis*: (Roem.): Anderson et al., с. 134, табл. 4, фиг. 13–17.

1978. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Harper, Boucot, с. 45, табл. 49, фиг. 18, 19, 21.

1996. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Мананков, с. 33, табл. 2, фиг. 14.

2000. *Radiomena cf. irregularis*: (Roem.): Сапельников, Мизенс, с. 42, табл. 17, фиг. 12.

2000. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Cocks, Rong, с. 247, фиг. 171a-h.

2009. *Radiomena irregularis*: (Roem.): Halamski, p. 56, табл. 7, фиг. 12, 16, 19, 22, 23; табл. 16, фиг. 2, 25–28.

Голотип: брюшная створка MB.V. 2779, Roemer, 1844, табл. 4, фиг. 1, изображен А. Галамски [8].

Табл. 16, фиг. 25–28]; известняки Герольштейн (эйфельский ярус) Германии.

Описание. Раковина большая (шириной до 68 мм, длиной до 40 мм), развитая по ширине, субпрямоугольного очертания, с длинным замочным краем, иногда оттянутым в небольшие ушки, которые неодинаковы по размерам, что создает некоторую асимметрию раковины.

Брюшная створка умеренно и равномерно выпуклая. Ее поверхность резко падает в дорзальном направлении. В средней части переднего края заметно пологое понижение – очень широкий и мелкий синус. Макушка широкая и низкая. Арея невысокая, треугольная. Спинная створка плоская с невыраженной макушкой. Арея очень низкая, линейная.

Поверхностная скульптура наблюдается в передней половине створок. Она состоит из концентрических и радиальных элементов:

1) концентрические элементы двух порядков:

а) нерегулярные морщины 6–7 на 1 см, они отражаются на внутреннем ядре створки в виде поперечных морщин;

б) более регулярные и тонкие знаки, 2–3 на 1 мм;

2) радиальные элементы представлены ребрышками, которых на 1 мм у переднего края насчитывается 2–3.

Внутреннее строение. Вентральное мускульное поле большое, субтреугольное, с боков ограниченное низкими валиками, спереди плохо обозначено. Аддуктор выпуклый, овального очертания, в передней части рассечен узкой срединной бороздкой. Большая часть мускульного поля занята дидукторами. Бока ядра створки, граничащие с дидукторами, несут мелкие сосочки, расположенные в шахматном порядке. В спинной створке развит низкий, двулопастной замочный отросток. Замочный край несет мелкие зубчики.

Сравнение. От *Radiomena scitula* (Xian) из эмских отложений Сичуаня (Китай), установленного Ксианом [15], отличается иным внутренним строением: наличием выпуклого аддуктора овальных очертаний и более узкими лопастями замочного отростка.

Распространение. Стратотип эйфельского яруса в Эйфельских горах (Германия). Верхний эйфель – нижний живет Польши. Живетский ярус Моравии. Эйфельский ярус Закавказья, западного склона Урала, Бирмы, сафоновские слои Салаира. Эмский ярус Северо-Востока России.

Местонахождение. Салаир, окрестности д. Сафоновно, сафоновские слои, обн. БС091-13 (две брюшных и одна спинная створки).

Литература

1. Гречишников И.А., Левицкий Е.С., Феликс В.П. К био-стратиграфии среднего девона Закавказья // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1980. Т. 55, вып. 1. С. 39–50.
2. Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. Стратиграфическое положение керлегешских и сафоновских слоев среднего девона Салаира по брахиоподам верхний палеозой России. 3 // Стратиграфия и фациальный анализ: Мат. 2-й Всерос. конф. Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. С. 110–111.
4. Мананков И.Н. Отряд Strophomenida. Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России. М.: Наука, 1996. С. 30–34.
5. Сапельников В.П., Мизенс Л.И. Брахиоподы нижне- и среднедевонских отложений западного склона Среднего Урала. Екатеринбург, 2000. 173 с.
6. Anderson M.M., Boucot A.J., Johnson J.G. Eifelian brachiopods from Padaukpin, Northern Shan states, Birma. Bull. Brit. Museum (Nat. History) // Geologi. 1969. Vol. 18, № 4. P. 108–159.
7. Biernat G. Middle Devonian brachiopods of the Bodzentyn syncline (Holy Cross mountains, Poland). Warszawa: Polska Akad. Nauk, 1966. 161 p.
8. Halamski A.T. Middle Devonian brachiopods from the northern Part of the Holy Cross Mountains, Poland in relation to selected coeval Raunas // Paleontographica. 2009. Abt. A. Bd. 287. Lf. 1–3. P. 41–98.
9. Harper C.W., Boucot A.J. The stropheodontacea, pt. 3 // Paleontographica. 1978. Abt. A. Bd. 161. P. 1–80.
10. Harper C.W., Johnson J.G., Boucot A.J. The Pholidoshophiinae (Brachiopoda: Ordovician, Silurian, Devonian). Senkenberg // Lethaca. 1967. Vol. 48, № 5. P. 401–461.
11. Havlíček V. Brachiopoda of the suborder Strophomenidina in Czechoslovakia // Rozpr. Ustr. Ust. Geol. 1967. № 33. 235 p.
12. Roemer C.F. Das Rheinische Uebergangsgebirge. Hannover, 1884. P. 1–96.
13. Sartenaer P., Ebbighausen V. The late Eifelian rhynchonellid (brachiopod) genus *Isopoma* Torley, 1934, and *Isopomidae* n. fam. // Senkenbergian Lethaea. 2007. Vol. 87 (1). P. 41–70.
14. Schnur J. Zusammenstellung und Beschreibung sämtlicher im Uebergangsgebirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden // Paleontographica. 1854. Vol. 3. P. 169–248.
15. Xian Yuan, Yang De-li, Wan Zheng-quan et al. Brachiopoda. In Hou Hong-Fei and others eds. Devonian stratigraphy. Paleontology and sedimentary Facies of Longmenshan, Sichuan, Geol. Publ. House, Beijing, 1988. P. 205–235.

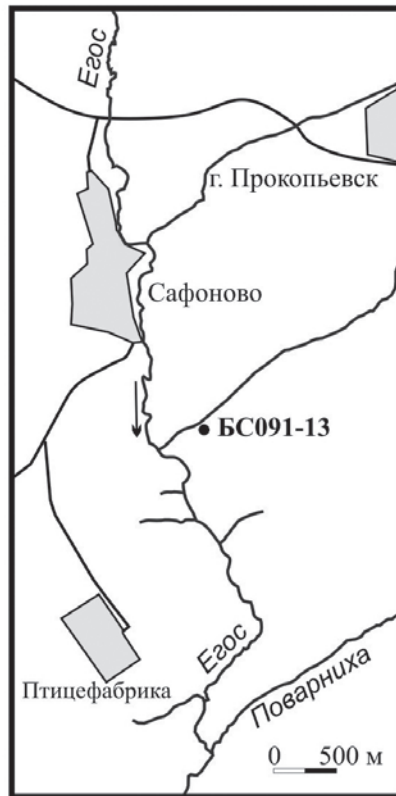
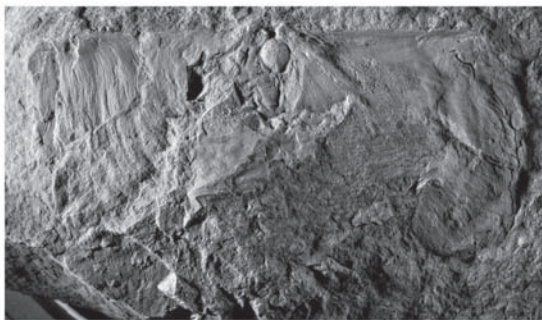
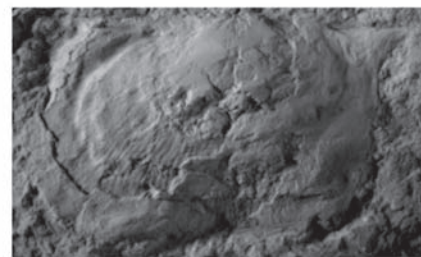


Рис. 1. Местонахождение
обнажения БС 09-13
с изученным видом

Таблица I



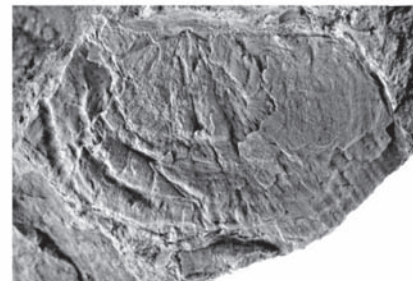
1



2



1a



3

Объяснение к таблице

Фиг. 1–3. *Radiomena irregularis* (Roem.): 1 – брюшная створка с частично обнаженным мускульным полем, нат. вел.;
1a – поверхностная скульптура, сохранившаяся на левой стороне створки, х 3; 2 – брюшная створка. нат. вел.;
3 – спинная створка, х 1,3

НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ВОЗРАСТ КЕРЛЕГЕШСКИХ И САФОНОВСКИХ СЛОЕВ СРЕДНЕГО ДЕВОНА САЛАИРА ПО БРАХИОПОДАМ

Н.П. Кульков, Л.Г. Перегоедов

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
г. Новосибирск, Россия

Продолжительное время в СССР эйфельский ярус среднего девона понимался в более широком объеме по сравнению со стратотипическим разрезом в Эйфельских горах Германии. В состав «эйфельского яруса» включались отложения нижнего девона – эмского яруса. С недавнего времени во многих регионах «эйфельские» стратотипы стали переводить в нижний и верхний эмс. В этом случае эйфельский ярус, если иметь в виду его объем в стратотипе, становился сокращенным. Этот верхнеэйфельский подъярус нередко помещался в состав живетского яруса. Такое искаженное представление постепенно стало исправляться. Так, в Рудном Алтае было показано, что стришковские и залегающие выше вновь установленные бобковские слои, считавшиеся живетскими, в действительности оказались верхнеэйфельскими [5]. На западном склоне Урала отложения афонинского горизонта, которым ранее приписывался живетский возраст, как показали исследования А.И. Ляшенко и др. [15], Ю.А. Юдиной, и М.А. Ржонсницкой [21], В.П. Сапельникова и Л.И. Мизенс [19], содержат эйфельский комплекс брахиопод. В Горном Алтае, кроме известных здесь шивертинских слоев с *Lazutkinia mamontovensis* Ržon., в состав эйфельского яруса Н.П. Кульковым включены еще более молодые в пределах эйфеля малокоргонские слои [13].

На Салаире и северо-восточной окраине Кузнецкого бассейна обнажены геологические разрезы, в совокупности охватывающие всю девонскую систему и являющиеся в целом опорным и для юга Сибири. Благодаря исследованиям М.А. Ржонсницкой [17], обобщившей данные геологов и палеонтологов, была создана схема стратиграфии девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна (таблица). Эта схема подтверждена монографически изученными различными группами фауны и особенно брахиоподами, изучению которых М.А. Ржонсницкая посвятила всю свою жизнь. Несмотря на достаточно полную палеонтологическую охарактеризованность девонских отложений, оставались неясными вопросы относительно возраста некоторых стратотипов. Это, прежде всего, керлегешские и сафоновские слои Салаира. Они были установлены П.С. Лазуткиным, М.А. Ржонсницкой и др. [14], М.А. Ржонсницкой [15] и в начале именовались хаскотирисовыми и индоспириферовыми по названию родов брахиопод *Chascothyris* и *Indospirifer*. Позднее эти слои были переименованы, соответственно, на керлегешские и сафоновские.

Ниже рассмотрена стратиграфическая приуроченность видов брахиопод, изученных М.А. Ржон-

сницкой [15–18]. При этом учитывались данные о распространении видов за пределами Сибири, полученные из других источников [20, 23–26].

В керлегешских слоях брахиоподы представлены видами *Pseudouncinulus kerlegeschicus* Ržon., *Lazutkinia subhians* (Ržon.), *Chascothyris salairica* Ržon., *Bornhardtina* sp., *Rensselandia damesi* (Holz). Первый из них – местный вид – содержится только в керлегешских слоях. Второй – близок к *Lazutkinia vagonovae sera* (Sap.) из афонинского горизонта эйфельского яруса западного склона Урала [19], третий вид является местным, а род *Chascothyris* распространен в эйфельском и живетском ярусах. Четвертая форма определена до рода, который известен редко в эйфеле, чаще в живете. Пятый вид обычен в живетском ярусе. В.П. Сапельников, Л.П. Мизенс [19] указывают представителя рода *Rensselandia* в афонинском горизонте верхнего эйфеля Урала. Рассмотренные виды не дают однозначного ответа о возрасте керлегешских слоев, они свойственны как позднеэйфельским, так и раннеживетским отложениям.

По сравнению с керлегешскими, сафоновские слои содержат более богатый комплекс брахиопод. Наиболее характерными являются: *Leptogonia sinuata* (Ržon.), *Devonogypa spinulosa* Havl., *Sieberella* (?) *brevirostris* Dav., *Beckmannia angularis major* (Ržon.), *Uncinulus dubroviensis* Ržon., *U. tricostatus* (Peetz), *U. subcordiformis* (Schnur), *Hypothyridina procuboides* (Kays.), *Camarotoechioides lazutkini* (Ržon.), *Spina-trypina praebodini* (Mans.), *Indospirifer pseudowilliamsi* Ržon., *Retzia stuckenbergi* Ržon., *Rensselandia circularis* (Holz.) [17]. К менее характерным отнесены *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Gypidula globosa* (Schnur), *Productella subaculeata* (Murch.), *Septalaria* cf. *ascendens* (Steining), *Bifida lepida* (Goldf.), *Elythina dubroviensis* Ržon. [17. Табл. 10].

Возрастные показания перечисленных выше видов следующие.

Leptogonia sinuata (Ržon.) – установлен в сафоновских слоях Салаира, содержится в шивертинских и малокоргонских слоях эйфеля, а также в бельгебашских слоях живета Горного Алтая [2].

Devonogypa spinulosa Havl. – распространен в эйфельском и живетском ярусе Европы (Чехия, Германия), в верхнеэйфельском подъярусе Рудного Алтая (бобковские слои). Описан из эйфельских слоев Скала Польши и из аналогов этих слоев в Южном Закавказье.

Sieberella (?) *brevirostris* (Phill.) – присутствует в Падаукпинском известняке верхнеэйфельского подъяруса Бирмы.

Стратиграфия среднедевонских отложений Салаира и северо-восточной окраины Кузнецкого бассейна

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны по брахиоподам	Последовательность слоев, их мощность (М) по М.А. Ржонсницкой [16] с некоторыми изменениями по Н.П. Кулькову, Л.Г. Перегоедову
	ВЕРХНИЙ	Франский	Нижний	Anathyris phalaena, Cyrtospirifer achmet	Вассинские слои М – 50–70 м
	Нижний	Stringocephalus burtini sibirica	Алчедатские слои М – 50–70 м		
			Верхний	Indospirifer podaukpienensis	Мазаловско-китатские слои М – 200 м
	Средний	Chascothyris salairica			Сафоновские слои М – 1000 м
			Нижний	Lazutkinia mamontovensis, Retzispirefer uriensis	Кергелешские слои М – 500 м
	НИЖНИЙ	Эмский			Верхний

Beckmannia angularis major (Ržon.) – как подвид распространен от кергелешских до мазаловско-китатских слоев включительно, а как вид *B. angularis* (Phill.) распространен от пестеревских известняков до сафоновских слоев Салаира. За пределами Сибири содержится в эйфельском–живетском ярусах Европы, в афонинском горизонте верхнеэйфельского подъяруса западного склона Урала.

Uncinulus tricostatus (Peetz) и *Uncinulus dubroviensis* Ržon. – местные виды, пока известные лишь в сафоновских слоях Салаира.

Isopoma aff. *brachyptychtum* (Schnur) – описан М.А. Ржонсницкой [15]. Вид по новейшим данным не выходит за пределы эйфельского яруса [26].

Uncinulus subcordiformis (Schnur) – установлен в нижнеживетском подъяресе Германии, описан из верхнеэйфельского подъяруса Урала (афонинский горизонт), Польши (слои Скала), из самых верхних частей эйфеля Испании [25], определен в стришковских и бобковских слоях верхнеэйфельского подъяруса Рудного Алтая.

На Салаире и северо-восточной окраине Кузбаса известен в сафоновских и мазаловско-китатских слоях.

Hypothyridina procuboides (Kays.) – известен из роммершеймерских слоев эйфеля Германии, описан Д. Соболевым [20] из свитомаржских слоев Келецкио-Сандомирского кряжа и Г. Бирнат [24] из слоев Скала гор Холи Кросс эйфельского яруса Польши. На Салаире выявлены в Пестеревском известняке и сафоновских слоях.

Camarotoechioides lazutkini (Ržon.) – распространен в мамонтовских, акарачкинских и сафоновских слоях Салаира.

Spinatrypina praebodini Ržon. – в кергелешских и сафоновских слоях Салаира.

Indospirifer pseudowilliamsi Ržon. – по своему облику в сафоновских слоях возведен в ранг зонального вида. Совместно с ним М.А. Ржонсницкая [15] обнаружила *I. padaukpienensis* var. *tagon* (Reed) из верхнеэйфельских падаукпинских известняков Бирмы. Сравнение *I. pseudowilliamsi* с *I. padaukpienensis* (Reed) из Бирмы, описанного М. Андерсоном и др. [23: 148], показало их полное тождество. Таким образом, *I. padaukpienensis* Reed, 1908 становится старшим синонимом по отношению к *I. pseudowilliamsi* Ržon., 1937.

Retzia stucknenbergi Ržon. – из сафоновских слоев, известен также из живетского яруса Минусинского про-

гиба (бейские слои) и Северо-Западного Алтая (верхняя часть кукуйской свиты – псевдоцичелевые слои).

Renssenlandia circularis (Holz.) – отмечена в бобковских слоях верхнего эйфеля Рудного Алтая.

Aulacella eifeliensis (Vern.) – распространен в эйфельском и живетском ярусах Сибири, Забайкалья, Германии, эйфель Польши и Бирмы.

Gypidula globosa (Schnur) – характеризует средний девон Европы. На Салаире распространен от мамонтовских до сафоновских слоев включительно.

Productella subaculeata (Murch.) – вид широкого стратиграфического распространения: от верхнего эмса нижнего девона до верхнего девона многих областей и стран.

Septalaria cf. ascendens (Steining.) – описан Р.Т. Грациановой [1] из малококоргонских слоев эйфельского яруса Горного Алтая. За пределами Сибири вид известен в эйфельском ярусе Англии и Бирмы.

Bifida lepida (Goldf.) – распространена в Гренфенштейнских известняках эйфельского яруса Рейнского региона Германии, в слоях Скала того же яруса Польши и в бобковских слоях верхнеэйфельского подъяруса Рудного Алтая.

Elythina dubroviensis Ržon. – из сафоновских слоев, является близким видом к *E. salairica* Ržon., распространен от нижнего девона (верхнего эмса) до акарачкинских слоев. Вероятно, представители *Elythina* завершили развитие в эйфельском веке.

В дополнение к рассмотренным выше 19 видам следует добавить установленный нами вид *Radiotema irregulata* (Roemer) по образцам, переданным Н.К. Бахаревым из нижней части сафоновских слоев, обнажающейся южнее д. Сафонов, в левом борту р. Егос. Данный вид распространен в эйфельском ярусе Германии, в слоях Скала эйфеля и покрживианских слоях живета Польши, в живетском ярусе Моравии, в афонинском горизонте эйфеля западного склона Урала, в известняках Падаукпин эйфельского яруса Бирмы.

Подводя итог анализу стратиграфической приуроченности 20 видов брахиопод из сафоновских слоев, отметим, что среди них 8 свойственны эйфельскому ярусу, 7 являются переходными от эйфельского яруса к живетскому, 1 вид широкого распространения от верхнего эмса до верхнего девона (франа), 4 местных вида, не выходящие за пределы мамонтовских – сафоновских слоев.

Все это доказывает *позднеэйфельский возраст керлегешских и сафоновских слоев*. М.А. Ржонсницкая [17: 63], несмотря на присутствие в них значительного количества эйфельско-живетских видов, относя керлегешские и сафоновские слои к живетскому ярусу, отмечала, что верхняя часть наиболее полного разреза сафоновских слоев на правом берегу р. Бол. Бачат, у верхнего конца дер. Заречной содержит «комплекс фауны, указывающий на принадлежность его как к живетскому, так и к эйфельскому ярусам».

Наличие живетских элементов фауны в составе эйфельских отложений, подстилающих живетский

ярус (стрингоцефаловые слои), – явление вполне естественное, особенно если признать *эволюционную сущность* Международной стратиграфической шкалы и философский посыл о том, что новое зарождается в старом. В XX и начале XXI в. эти представления получили развитие в трудах российских ученых А.П. Карпинского [8], Б.М. Кедрова [9], Л.Л. Халфина [22], В.И. Краснова [10, 11]. Именно поэтому авторы в своей статье не развивают эти идеи. Они рекомендуют читателям, если они заинтересуются проблемами развития органического мира, обратиться к публикациям вышеупомянутых исследователей.

Международная подкомиссия по стратиграфии девона (SDS) рекомендует принять эйфельский ярус с его тремя частями в объеме стратотипического разреза, расположенного в Эйфельских горах Германии. Керлегешские и, особенно, сафоновские слои соответствуют слоям Freilingen и Ahbach стратотипа, так же как и многие достаточно хорошо узнаваемые их стратиграфические аналоги: слои Скала в Польше, верхнеэйфельский подъярус Закавказья, афонинский горизонт западного склона Урала, бобковские слои Рудного Алтая, малококоргонские слои Горного Алтая, падаукпинские известняки Бирмы. В последних комплекс брахиопод с характерным присутствующим и на Салаире видом *Indospirifer pada-ukpienensis* сопровождается конодонтами: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. cf. xylus sensu* Bischoff et Ziegler, *Belodella triangularis* (Stauf.) [23]. Первый из перечисленных конодонт отмечен и в сафоновских слоях Салаира [12. Рис. 4].

Эйфельский ярус на Салаире представлен полно, так же как в стратотипе, но условно подразделен на три части. В его составе: мамонтовские слои с Пестеревским известняком и акарачкинские слои (нижнеэйфельский подъярус), керлегешские слои (вероятно, среднеэйфельский подъярус), сафоновские слои (верхнеэйфельский подъярус). По всему разрезу эйфельского яруса на Салаире от его подошвы до кровли распространены достаточно часто встречающиеся виды: *Gypidula globosa* (Schnur), *Camarotoechioides lazutkini* (Rzon.), *Hypothyridina procuboides* (Kays.), *Retzspirifer uriensis* Kulk.

М.А. Ржонсницкая [17], изучая девонский разрез на северо-восточной окраине Кузнецкого бассейна в окрестностях с. Лебедянского, который *надстраивает салаирский разрез*, рассматривает керлегешские и сафоновские слои в составе установленной здесь мазаловско-китатской свиты. Это литостратиграфическое подразделение обособлено вследствие некоторых особенностей вещественного состава пород. Рядом исследователей данные отложения относились к лебедянским слоям верхней части живетского яруса. Е.А. Иванова и И.И. Чудинова [7] полагали, что они имеют собственную палеонтологическую характеристику, отличную от вышележащих алчедатских (лебедянских) или псевдоцичелевых слоев верхнего живета. Поэтому эти исследователи обособили дан-

ные отложения в «нижний горизонт с *Gruenewaldtia* девона». В этом биостратиграфическом подразделении, соответствующем мазаловско-китатской свите, были найдены также *Stringocephalus*, *Mucrospirifer*, *Schnurella* и др., не известные в сафоновских слоях.

В связи с удревнением возраста керлегешских и сафоновских слоев до эйфельского века мазаловско-китатская свита, которую мы называем слоями, со свойственной только им фаунистической характеристикой помещается в основание живетского яруса. В мазаловско-китатских слоях фиксировано достаточно резкое (ярусного ранга) обновление состава брахиопод при наличии видов, переходящих из сафоновских слоев. Это отражает естественный процесс исторического развития органического мира. К сожалению, контакт сафоновских слоев с мазаловско-китатскими не обнаружен. На Салаире он связан с тектоническим швом, отделяющим сафоновские слои от нижнекаменноугольных отложений, а на северо-восточной окраине Кузбасса – с нескрытой самой нижней частью мазаловско-китатских слоев. Судя по значительной преемственности комплексов брахиопод в тех и других слоях биостратиграфический пробел между ними незначителен.

Мазаловско-китатские слои по данным М.А. Ржон-сницкой [17] характеризуются: *Xystostrophia umbraculum* (Schloth.)*, *Devonogypa globuliformis* E. Ivan., *Beckmannia angularis major* Ržon.*, *Uncinulus coronatus kitatica* Ržon., *U. subcordiformis* (Schnur)*, *Schnurella olgae* (E. Ivan.), *Schn. innae* (E. Ivan.), *Atrypa vulgariformis* Aleks*, *Desquamatia cf. alinensis* (Vern.), *D. zonataeformis* Aleks., *Gruenewaldtia latilinguis helenaе* Ržon., *Spinatrypa praebodini* (Ržon.)*, *Spinatrypa aspera givetica* Ržon., *Undispirifer undiferus* (Roem.), *Mucrospirifer aff. mesocostalis* (Hall), *Ilmenia subhians* Ržon.*, *Emanuella takwanensis* (Kays.), *Cyrtina leniplicata kitata* E. Ivan., *Squamulariina parva* (Gürich), *Athyris concentrica* (Buch)*, *Stringocephalus ex gr. burtini* Defr., *Str. sibirica* E. Ivan., *Chascothyris cf. salairica* Ržon.*

Из 23 приведенных выше видов 8 (обозначены звездочкой) связывают мазаловско-китатские слои с керлегешскими и сафоновскими слоями. В них *Xystostrophia umbraculum* и *Athyris concentrica* переходят в вышележащие алчедатские слои, а шесть других завершают свое распространение в мазаловско-китатских слоях. Остальные виды свойственны только этим слоям, и среди них такие важные для стратиграфии представители родов, как *Stringocephalus*, *Mucrospirifer*, *Gruenewaldtia*, *Schnurella*.

Особенно интересен *Stringocephalus*. Е.А. Иванова [6] на основании изучения 167 экземпляров из мазаловско-китатских слоев установила новый вид *St. sibirica*. Указываемые ею отличия от широко известного *St. burtini* (Defr.) настолько незначительны, что мы придаем им лишь подвидовой ранг и называем кузбасские формы *St. burtini* (Defr.) *sibirica* E. Ivan.

Учитывая явное обновление состава брахиопод в мазаловско-китатских слоях, мы не полагаем возмож-

ным сопоставлять их с керлегешскими и сафоновскими слоями, как утверждалось ранее. Это самостоятельное стратиграфическое подразделение (зона *Stringocephalus burtini sibirica*). Его место, как и во всем мире, – в составе нижнеживетского подъяруса.

Некоторые исследователи предложили мазаловско-китатские слои объединить с вышележащими алчедатскими и изылинскими слоями и это сводное подразделение именовать «мазаловско-китатским горизонтом» с приданием ему позднеживетского возраста, соответствующего зоне *Euryspirifer pseudochechiel* [3, 4]. Основанием для этого послужило устное сообщение В.А. Желтоноговой о том, что упомянутый выше вид в одной из скважин появился якобы на уровне нижней части мазаловско-китатских слоев. Таким образом, согласно этим представлениям зона *St. burtini sibirica* поглощается зоной *Euryspirifer pseudochechiel*, а отложения «верхнеживетского мазаловско-китатского горизонта» оказываются залегающими на образованиях эйфельского яруса, т.е. сафоновских слоях, но в силу результатов вышеизложенного анализа с этим согласиться достаточно трудно.

Проведенное исследование о распространении видов брахиопод в разрезе среднего девона Салаира и северо-восточной окраины Кузбасса позволяет представить стратиграфическое расчленение среднего девона на таблице, из которой видно увеличение мощности слоев эйфельского яруса по сравнению с мощностями отложений живетского яруса.

Это объясняется тем, что слои эйфельского яруса, как правило, сложены перемежаемостью относительно маломощных пачек карбонатных и карбонатно-терригенных пород, содержащих захоронения фрагментов фауны и флоры, а также более объемные пачки вулканогенных образований. По времени формирования они различны. Если процесс формирования осадков занимал более длительный промежуток времени, то накопление продуктов магматизма протекало значительно быстрее. Учитывая это обстоятельство, хроностратиграфические объемы подразделений эйфельского и живетского ярусов становятся примерно равнозначными.

Авторы благодарны В.И. Краснову за прочтение рукописи и ценные советы.

Литература

1. Грацианова П.Т. Брахиоподы эйфельских отложений Коргонского хребта в Горном Алтае. Вопросы стратиграфии и палеонтологии Западной Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1960. Вып. 1. С. 139–152.
2. Грацианова П.Т. Брахиоподы раннего и среднего девона Алтае-Саянской области. Строфоменидины. М.: Наука, 1975. 105 с.
3. Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г. и др. Стратиграфическое положение мазаловско-китатского горизонта (верхний живет) северо-востока Кузнецкого бассейна // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Новосибирск: Гео, 2005. С. 142–143.

4. Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г. и др. Средний девон Колывань-Томской складчатой зоны (юг Западной Сибири) // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография: Материалы Всерос. науч. конф. Казань, 2007. С. 99–102.
5. Желтоногова В.А., Гутак Я.М., Грацианова Р.Т. и др. Эйфельский ярус девона Рудного Алтая: биостратиграфия по брахиоподам и кораллам, палеогеографические связи фауны // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 1. С. 25–33.
6. Иванова Е.А. Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 150 с.
7. Иванова Е.А., Чудинова И.И. Новые данные по фауне девона Кузнецкого бассейна // Докл. АН СССР. Отд. геологии. 1959. Т. 125, № 3. С. 611–613.
8. Карпинский А.П. Об амmonoидеях артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах // Собрание соч. М.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 1. С. 32–151.
9. Кедров Б.М. Философская энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия, 1962. Т. 2. 311 с.
10. Краснов В.И. Природа границ стратиграфических подразделений // Границы крупных подразделений фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. С. 6–24.
11. Краснов В.И. Проблемы теории и практики стратиграфии // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 11–33.
12. Краснов В.И., Ржонсницкая М.А., Гутак Я.М. и др. Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна // Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе. Кузбасс, 16–29 июля 1991 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. 136 с.
13. Кульков Н.П. Уточнение состава брахиопод и возраста малокаргонских слоев (средний девон, Горный Алтай) // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири. Новосибирск, 2009. С. 60–66.
14. Лазуткин П.С., Ржонсницкая М.А. и др. Девон Салаира. Проблемы // Сов. геология. 1936. № 8. С. 133–147.
15. Ляшенко А.И., Ляшенко Г.П., Ляшенко Т.И. Об эйфельском возрасте афонинского горизонта Урала // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 6. С. 1424–1427.
16. Ржонсницкая М.А. Брахиоподы индоспириферового горизонта (живетский ярус) юго-западной окраины Кузнецкого бассейна // Палеонтология и стратиграфия Кузбасса. М.: ЦНИГРИ, 1937. Вып. 97. С. 97–138.
17. Ржонсницкая М.А. Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 177 с.
18. Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия. Л.: Недра, 1968. 178 с.
19. Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Т. 2: Описание брахиопод Pentamerida и Atrypida. Л.: Недра, 1975. 179 с.
20. Сапельников В.П., Мизенс Л.П. Брахиоподы нижне- и среднедевонских отложений западного склона Среднего Урала. Екатеринбург, 2000. 173 с.
21. Соболев Д. Средний девон Келецко-Сандомирского кряжа // Материалы для геологии России. 1909. Т. 24. 526 с.
22. Юдина Ю.А., Ржонсницкая М.А. Брахиоподы афонинского горизонта западного склона Урала // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. М.: Наука, 1985. С. 74–87.
23. Халфин Л.Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 1982. 199 с.
24. Anderson M.M., Boucot A.J., Johnson J.G. Eifelian brachiopods from Padaukpin, Northern Shan states, Birma // Bull. British Mus. Geol. L., 1969. Vol. 18, № 4. P. 105–163.
25. Biernat G. Middle Devonian brachiopods of the Bodzentyn syncline (Holy Cross mountains, Poland) // Paleontologia Polonica. Warszawa: 1966. № 17. 162 p.
26. Mohanti M. The Portilla Formation (Middle Devonian) of the Alda syncline, Cantaberian mountains, prov, Leon, north western Spain: carbonate facies and rhynchonellid paleontology // Leidse geol. Mededelingen. 1972. Vol. 48. P. 135–205.
27. Sartenaer P., Ebbighausen V. The late Eifelian rhynchonellid (brachiopod) genus Isopoma Torley, 1934 // Senckenbergian: Lethaea, 2007. Vol. 87 (1). P. 41–70.

НАХОДКА РАННЕДЕВОНСКИХ (ПОЗДНЕЭМСКИХ) БРАХИОПОД НА ЗАПАДЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

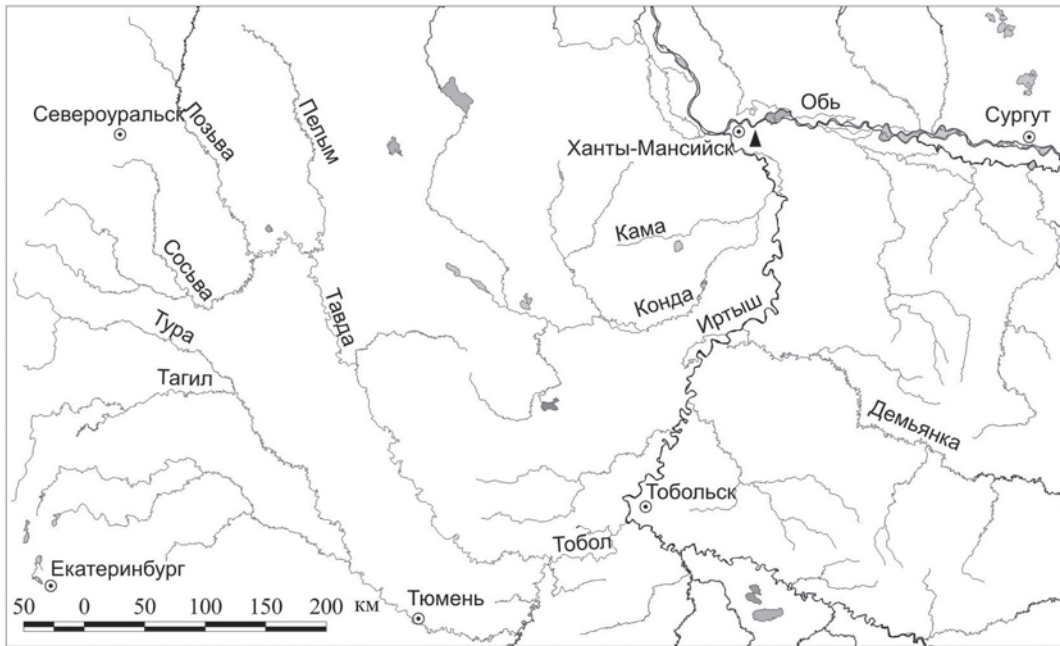
Н.П. Кульков, Л.Г. Перегоедов

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия

Скважиной Ханты-Мансийская-50, расположенной вблизи г. Ханты-Мансийска (рис. 1) в интервале глубин 3513,9–3126,0 м вскрыта толща светло-серых массивных известняков с видимой мощностью 387,9 м. В интервалах глубин 3288,0–3295,0; 3282,0–3288,0; 3144,0–3149,0 м обнаружены брахиоподы следующего состава: *Pholidostrophia* sp., *Emanuelia* sp., *Ivdelinia ivdelensis intima* (Khod.), *Karpinskia fedorovi ivdelensis* Khod., *Stenorhynchia* ex gr. *nympha* (Barr.), *Myriospirifer superbus* (Eichwald).

Анализ стратиграфического распространения этих видов позволяет определить позднеэмский возраст толщи.

Эмский возраст данной толщи ранее указывали В.И. Чувазов и В.П. Шуйский [6] по фораминиферам и водорослям. В списке приведенных выше брахиопод две первые формы принадлежат родам, представители которых встречаются в интервале эмский–франский ярусы.



▲ – Расположение скважины Ханты-Мансийская-50

Рис. 1. Обзорная схема

Третий подвид характерен для эмских отложений Северного Урала, Салаира, Южного Тянь-Шаня. Четвертый подвид на Урале распространен в пражском-эмском ярусах, а в Южном Тянь-Шане – в нижнем эйфеле. Пятая форма относится к группе обычной для раннедевонских отложений многих регионов. Шестой вид характерен для карпинского горизонта эмского яруса.

В рассмотренном комплексе брахиопод обращает на себя внимание присутствие видов широко распространенных на Северном Урале, особенно в бассейне верховьев р. Северная Сосьва. Здесь, на участке рр. Бол. Люля – Ятрия пробурен ряд скважин, вскрывающих толщу известняков мощностью до 400 м, относящихся к карпинскому горизонту [5].

Учитывая большое сходство между комплексом брахиопод карпинского горизонта Северного Урала и обнаруженным вблизи г. Ханты-Мансийска можно предполагать простираание мелководных, шельфовых отложений карпинского горизонта на восток на территорию Западно-Сибирской равнины.

В связи с этим необходимы коррективы в палеогеографические построения для девонского периода области смыкания Урала и Западно-Сибирской равнины. Здесь рядом исследователей отмечается меридиально ориентированный Уральский океан. В свете полученных данных этот океан должен был бы отодвигаться на восток Западно-Сибирской равнины. Однако его наличие опровергается присутствующими здесь мелководными образованиями, в основном известняками, хорошо коррелируемыми по бентосным фаунам со стратиграфическими подразделениями палеозоя Сибирской платформы и Алтае-Саянской области.

С Сибирской платформы в западном направлении под чехол мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины переходят: 1) образования кембрийской системы (семь свит), вскрытые скв. Восток-1 [1]; 2) аналоги долборского горизонта ордовика в скважинах Мыльджинская-56, Западно-Новогодняя – 210 [4]; 3) аналоги разведочнинского горизонта раннего девона, пройденные скв. Западно-Останинская – 443 [2].

Со стороны Алтае-Саянской области на Западно-Сибирскую равнину переходят: 1) аналоги раннедевонского томь-чумьшского горизонта Салаира в скв. Малоичская – 22 [4]; 2) темно-серые эйфельские известняки мамонтовского горизонта Салаира с *Lazutkinia mamontovensis*, вскрываемые скв. Елей-Игайская-3 [3].

Изложенное выше позволяет утверждать, что территория Западно-Сибирской равнины в палеозое была покрыта мелководным, эпиконтинентальным бассейном, имевшим прямые связи с бассейнами регионов горного обрамления. На этом фоне представляются глубоко сомнительными плейттектонические построения, согласно которым Евро-Азиатский континент был разорван на плавающие в «Мировом океане» части.

Литература

1. Варламов А.И., Коровников И.В., Ефимов А.С. и др. Стратиграфия кембрия в комплексе основания приенисейской части Западно-Сибирского мегабассейна (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Фундамент, структуры обрамления Зап.-Сиб. мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы Всерос. науч. конф. с участием иностр. ученых. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 38–41.

2. Кульков Н.П., Матухин Р.Г. Корреляция нижнедевонских отложений Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 115–117.
3. Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. Обоснование эйфельского яруса на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1993. № 5. С. 3–9.
4. Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. Комплексы брахиопод палеозоя Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 6. С. 27–31.
5. Сапельников В.П., Мизенс Л.И., Шатров В.П. Стратиграфия и брахиоподы верхнесилурийских – среднедевонских отложений севера восточного склона Урала. М.: Наука, 1987. 210 с.
6. Чувашов В.И., Шуйский В.П. Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–27.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПЕРМСКИХ АММОНОИДЕЙ ВЕРХОЯНЬЯ

Р.В. Кутыгин

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

В позднем карбоне, в период крупной регрессии, ареалы распространения аммоноидей Верхоянского бассейна, сравнительно со среднекаменноугольными, существенно сократились. В конце каменноугольного периода эти ареалы почти полностью исчезли, что объясняет отсутствие достоверных находок аммоноидей в верхах карбона всего Северо-Востока России. Пермская система, имеющая отчетливое трансгрессивно-регрессивное строение, в Верхоянье подразделяется на две крупные части, ранее рассматривавшиеся в качестве нижнего и верхнего отделов [1]. Эти отделы также имеют трансгрессивно-регрессивное строение, но доминирующей составляющей в нижнем является трансгрессивная стадия осадконакопления, тогда как в верхнем – регрессивная. В каждом отделе выделяются по три горизонта, характеризующихся особыми седиментологическими [2] и биостратиграфическими [5] признаками. В нижней перми выделены хорокытский, эчийский и тумаринский горизонты, а в верхней – деленжинский, дулгалахский и хальпирский. В двух последних горизонтах, завершающих строение пермской системы, достоверные находки аммоноидей до сих пор отсутствуют, тогда как в остальных установлен ряд последовательных аммоноидных комплексов и подкомплексов [4]. В результате анализа стратиграфической и филогенетической последовательности всех обнаруженных в регионе аммоноидей и выяснения их биогеографической дифференциации [3, 8] реконструирована следующая история развития.

В **хорокытское время** (ассельское-раннесакмарское), с окончанием позднекаменноугольного кризиса, в Верхоянском бассейне возникли новые таксоны аммоноидей, среди которых наибольшее географическое распространение получил род *Bulunites*, являвшийся, по мнению В.Н. Андрианова [1], реликтовой формой каменноугольного эндемичного семейства *Orulganitidae*. Верхоянский ареал хорокытского комплекса имел очень узкое географическое распространение и охватывал лишь территорию Хараулахской и Западно-Верхоянской подзон. Основные находки приурочены к нижней части туорасисской

свиты низовьев р. Лены, где с разнообразными булунитами (*Bulunites mezhvilki*, *B. sp. nov.* 1, *B. sp. nov.* 2), встречены *Eoasianites? menneri*, *Juresanites? maximovae*, *Agathiceras verkhoyanicum*, *Tabantalites etchiensis*. Наиболее примитивные формы *Bulunites* встречены именно здесь, что свидетельствует о географической приуроченности к Хараулахской зоне места зарождения булунитов и комплекса в целом. В Западно-Верхоянской зоне интервал с достоверными находками аммоноидей хорокытского комплекса охватывает среднюю и верхнюю части хорокытского горизонта. В начале пермского периода в регионе развивалось Верхоянское аммоноидное сообщество **хараулахского типа**, резко отличающегося как от предыдущего позднекаменноугольного, так и последующего позднесакмарского.

Эчийское время (познесакмарское-артинское) характеризуется наиболее интенсивной в пермском периоде трансгрессией. В Верхоянье с ней связано накопление мощной монотонной глинистой толщи (эчийская свита), в которой установлено три последовательных аммоноидных комплекса – аркачанский, эндыбальский и мысовской.

Аркачанский комплекс (верхняя сакмара – низы артина) характерен для нижней части эчийского горизонта. Возникшие в раннеэчийское (аркачанское) время первые *Uraloceras* и *Andrianovia* позволяют четко обособить аркачанский комплекс от более древнего хорокытского. Именно в аркачанское время семейство *Paragastrioceratidae* в регионе начало приобретать господствующее положение, продолжавшееся до конца ранней перми. Следует отметить, что в стратиграфическом отношении хорокытские и аркачанские аммоноидеи сближены, однако между ними существуют серьезные таксономические различия, обусловленные слабой унаследованностью более молодого комплекса по отношению к древнему. На протяжении хорокытского и аркачанского времени в Верхоянском бассейне продолжают развиваться только долгоживущие каменноугольно-пермские роды *Agathiceras*, *Metapronorites* и *Neopronorites*.

Появившиеся в аркачанское время парагастриоцератиды, вероятно, были иммигрантами из Уральского бассейна. Относительно происхождения северовосточных представителей рода *Andrianovia*, до сих пор ясности нет, возможно, что они отделились от уральского *A. sakmagae*. Судя по многочисленным общим формам гониатитов (*Uraloceras*, *Andrianovia*, *Neoshumardites*), происходил обмен фаунами между Верхоянским и Омолонским бассейнами. Аркачанский комплекс в Верхоянье был распространен более широко, чем хорокытский, а его ареал был разделен на множество мелких субареалов [3]. Хараулахский субареал расширился, а его центр сместился в сторону Орулганского бассейна. Основные находки представителей аркачанского комплекса здесь происходят из басс. р. Чубукулах (*Uraloceras subsimense*) и левобережья р. Лены ниже пос. Чекуровка (*Andrianovia bogoslovskiyi* и *Metapronorites angustus*). Центральнo-Верхоянский субареал разделился на ряд мелких, среди которых основным стал Аркачан-Эчийский, представляющий центр всего Верхоянского ареала аркачанского комплекса. В басс. р. Аркачан известны наиболее многочисленные находки *Uraloceras subsimense*, совместно с которыми встречены единичные *Andrianovia bogoslovskiyi*. Комплекс разделен на два последовательных подкомплекса – нижний с *Uraloceras subsimense* и *Andrianovia bogoslovskiyi* (верхне-сакмарский подъярус) и верхний с *Neoshumardites triceps hyperboreus* (основание нижнеартинского подъяруса). Судя по всему, с началом формирования аркачанского комплекса в Верхоянском аммоноидном сообществе произошла резкая смена хараулахский типа на *чекуровский*.

Эндыбальский комплекс (верхи нижнего артина) представляет среднюю часть эчийского горизонта. Установлен в Аркачан-Эчийском междуречье, где в верхней части эндыбало-эчийской свиты встречены *Eotumaroceras endybalense*, *Paragastrioceras? tuberculatum*, *P. sp.*, *Uraloceras sp.* Период появления в регионе эндыбальского комплекса приходится на кризис в развитии верхоянского аммоноидного сообщества. Тем не менее с образованием комплекса связан очень важный этап развития аммоноидей не только Верхоянья, но и всего Северо-Востока Азии. Именно в это время в семействе Paragastrioceratidae возник вид *Eotumaroceras endybalense*, положивший начало для самого крупного в пермском сообществе Северо-Востока Азии эволюционного ствола *Eotumaroceras* → *Tumaroceras* → *Epijuresanites* → *Sverdru-pites*. С появлением эндыбальского комплекса в регионе возник *куранахский mun* Верхоянского аммоноидного сообщества, который явился основным в истории пермских аммоноидей региона. Представители куранахского типа непрерывно развивались на протяжении от позднеартинского времени до конца казанского века.

Мысовской комплекс (верхнеартинский подъярус) встречен в верхней части эчийской свиты и

ее аналогов. С формированием этих слоев связано наиболее широкое развитие эчийских аммоноидей. Самые представительные находки известны в мысовской свите Куранахской подзоны: *Eotumaroceras subyakutorum*, *Paragastrioceras kirghizorum*, *P. tuberculatum*, *P. spp.*, *Uraloceras popowi*, *U. spp.*, *Neouddenites andrianovi*. Отличительной особенностью комплекса является преобладание в нем разнообразных парагастриоцерасов, а также появление новых видов *Uraloceras* и *Eotumaroceras* и первых *Neouddenites*, широко распространившихся в бореальных морях кунгурского века. Мысовская трансгрессия в Верхоянском бассейне благотворно повлияла на развитие и расселение аммоноидей, ареал которых приобрел наиболее широкие площади [3]. Именно в это время Верхоянское сообщество аммоноидей имело наиболее тесные связи с акваториями Таймырской провинции, Уральским и Печорским бассейнами. Из Уральского бассейна через Таймырскую провинцию происходила активная миграция разнообразных видов *Paragastrioceras*. Обмен фауной (*Uraloceras*) осуществлялся с Печорским бассейном. Вероятно, через Верхоянский бассейн парагастриоцерасы и некоторые уралоцерасы мигрировали в направлении Охотского и Омолонского регионов. Внутри бассейна происходило эволюционное развитие эндемичного рода *Eotumaroceras*, морфологические признаки которого приобрели черты, характеризующие его кунгурского потомка – род *Tumaroceras*. Смена мысовской трансгрессии хабахской регрессией, самой крупной в ранней перми, привела почти к полному исчезновению аммоноидей. Единичные экземпляры парагастриоцератид, обнаруженные в основании орольской свиты Восточно-Куранахского района, вероятно, представляют терминальную часть мысовского этапа развития аммоноидей.

Начало *тумаринское времени* (кунгурского века) знаменовалось относительно кратковременной трансгрессией, с которой было связано формирование алевролитовой толщи нижней части тумаринского горизонта (орольская свита и ее аналоги), содержащей орольский аммоноидный комплекс, представительность которого свидетельствует о первом непродолжительном таксономическом расцвете сообщества куранахского типа, составленного преимущественно представителями местной (возникшей в регионе) фауны. Лучше всего аммоноидеями охарактеризованы разрезы орольской свиты верховьев рр. Тумары и Дулгалах. Здесь обнаружены *Tumaroceras yakutorum*, *T. volkodavi*, *Paratumaroceras ruzhencevi*, *Biarmiceras tumarense*, *Neouddenites andrianovi*. В начале орольского времени в аммоноидном сообществе Верхоянского бассейна произошла почти полная смена видового и родового состава. Важной особенностью нового комплекса стало появление рода *Tumaroceras*, занимавшего господствующее положение в развитии бореальных аммоноидей кунгурского века. Его зарождение, вероятно, произошло на рубеже хабах-

ского и орольского времени в Дулгалах-Тумаринской зоне, где тумароцерасы отделились от мысовских эотумароцерасов. Представители *Tumaroceras* очень быстро распространились в бассейне и за пределами его. Появление вида *Biarmiceras tumarensis*, вероятно, обусловлено миграционными факторами, так как в подстилающих (артинских) отложениях Северо-Востока России не известно ни одного представителя семейства Poraucoceratidae.

Такамкытский аммоноидный комплекс распространен в средней части тумаринского горизонта и характеризуется очень редкими единичными находками. В такамкытское время в Верхоянском бассейне возникли три вида: *Tumaroceras kashirzevi*, *Epijuresanites musalitini* и, вероятно, *Baraioceras stepanovi*. Первый из них представляет завершающую стадию эволюции рода *Tumaroceras*. Вид *Baraioceras stepanovi* относится к короткой тупиковой ветви развития парагастроцератид. Возникновение же *Epijuresanites musalitini*, напротив, предоставило новые пути в эволюции кунгурско-казанских гониатитов. Считается, что этот вид стал исходным в семействе Spirolegoceratidae [7], которое безраздельно господствовало среди аммоноидей Бореальной области в казанском веке. По сравнению с орольским комплексом, ареал такамкытских аммоноидей расширился. В это время происходила миграция тумароцерасов и эпиюресанитов в бассейны Полярного Урала, Колымского и Охотского регионов. Аммоноидеи в верхней части тумаринского горизонта Верхоянья («нижнеумогчанские слои») не обнаружены. Однако отчетливая преемственность между такамкытским и более молодым деленжинским комплексами свидетельствует в пользу того, что в период раннеумогчанского кризиса существовали очень мелкие субареалы, в пределах которых продолжали эволюционировать спиролегocerатиды и попанocerатиды.

В начале **деленжинского времени** (казанского века) произошло полное видовое обновление верхоянского сообщества аммоноидей. Особенно важным стало появление короткоживущего рода *Sverdrupites*, который очень быстро освоил акватории огромной территории от Урала до Канадской Арктики. В это время Верхоянский ареал распространения аммоноидей занимал наибольшие площади, причем в Южно-Верхоянской зоне он плавно переходил в Охотский регион. Деленжинский комплекс встречен в нижней части одноименного горизонта и представлен видами: *Sverdrupites harkeri*, *S. baraiensis*, *S. amundseni*, *Pseudosverdrupites budnikovi*, *Daubichites goochi*, *Aniites kosynskyi*, *Biarmiceras subtumarensis* и др. Основные коллекции аммоноидей происходят из верхнеумогчанской подсвиты верховьев р. Барайы. За пределами Бараинского района в Верхоянье деленжинские аммоноидеи очень редки и их находки обычно носят спорадический характер.

Выше нижнеделенжинского подгоризонта в разрезах Верхоянья аммоноидеи не обнаружены. Лишь в аллювии в поле распространения чамбинской и имта-

чанской свит бассейна р. Восточная Хандыга найден обломок раковины вордско-кептэнского гониатита *Mexioceras* (= *Paramexioceras*) [6]. Верхоянская раковина этого преимущественно тетического рода является самой молодой из всех известных в перми Северо-Востока России гониатитов, но ее стратиграфическое положение так и не выяснено. Предполагается, что в татарское время ареал распространения аммоноидей в Верхоянском бассейне максимально сократился [3]. В конце пермского периода и на рубеже перми и триаса, вероятно, существовали кратковременные биогеографические связи Южно-Верхоянского бассейна с Тетической областью.

Из вышеизложенного следует, что Верхоянское аммоноидное сообщество в пермском периоде претерпело длительную историю, за которую произошла смена трех типов: хараулахского, чекуровского и куранахского. Сообщество хараулахского типа, существовавшее в ассельско-раннесакмарское (хорокытское) время, характеризуется морфотипом, унаследованным от позднекаменноугольных северо-восточных аммоноидей и отличается незначительным ареалом распространения. На рубеже ранней и поздней сакмары, с началом крупной эчийской трансгрессии, произошло полное таксономическое обновление, за исключением нескольких долгоживущих родов. В регионе возник новый тип сообщества – чекуровский, который характеризуется распространением первых (примитивных) парагастроцератид и представителей рода *Andri-anovia*. В период развития сообщества чекуровского типа происходил активный обмен аммоноидных фаун между Верхоянским и Омолонским бассейнами. Аммоноидеи были распространены значительно более широко, чем сообщество хараулахского типа, а их ареал был сильно дифференцирован за счет множества мелких субареалов. В конце раннеартинского времени в бассейне началось становление Верхоянского аммоноидного сообщества куранахского типа. Если в завершающую фазу эчийской трансгрессии (начало развития куранахского сообщества – поздний артин) в составе комплекса наблюдалось преобладание видов-иммигрантов, то после хабахского кризиса с началом раннетумаринской трансгрессии (начало кунгурского века) и далее до конца казанского века в бассейне стабильно развивались преимущественно местные элементы, многие из которых распространялись далеко за пределы Верхоянского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (08-05-00100, 09-04-00757), РФФИ-Восток (09-05-98518-р_восток) и Программы РАН 17.5 (Арктика).

Литература

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
2. Будников И.В., Гриненко В.С., Клец А.Г., Кутыгин Р.В., Сивчиков В.Е. Модель формирования верхнепалеозой-

- ских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадконакопления, районирование, корреляция) // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 86–92.
3. Кутыгин Р.В. Ареалы распространения пермских комплексов аммоноидей Верхоянья // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 75–80.
 4. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66–71.
 5. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Проблема использования модернизированной ОСШ пермской системы в Верхоянье // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеонтология: Материалы Всероссийской конф. Казань: КГУ, 2007. С. 180–183.
 6. Попов Ю.Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л.: Недра, 1970. С. 113–140.
 7. Руженцев В.Е. О семействах Paragastrioceratidae и Spirolegoceratidae // Палеонтол. журн. 1974. № 1. С. 19–29.
 8. Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26, is. 3–4. P. 243–257.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ БРАХИПОД В ОТЛОЖЕНИЯХ ТУРНЕ – НИЖНЕГО ВИЗЕ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.А. Кучева

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

В южной части Уватского структурно-фациального района Западно-Сибирской равнины [6] параметрической скважиной Курган-Успенская 1 (КУ-1) и рядом картировочных скважин (ВК) вскрыт разрез образований позднего девона и раннего карбона, значительная часть которого представлена осадочными породами, включающими разнообразные ассоциации органических остатков.

В отложениях турнейского и ранневизейского возраста брахиоподы наблюдаются в интервалах 1794–2050 м, 952–1177 м и 498–561 м скважины КУ-1, а также в скважинах ВК-53 и ВК-44 и характеризуются весьма неравномерным распространением [9]. Определение брахиопод из СКВ. ВК-53 выполнено автором совместно с Л.И. Мизенс, в интервалах 1869,3–1874,4 м, 1905,0 м и 1996,0–2010,2 м скважины КУ-1 фауна определена Л.И. Мизенс.

В скважине ВК-53 установлена палеонтологически обоснованная граница девона и карбона. Известняки интервала 791,6–800,0 м включают детрит строфоменид, единичные раковины *Rugosochonetes* sp., а также редкие гнездообразные скопления раковин *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.) и *C. kobeitusensis* Martynova. По присутствию представителей рода *Cyrtospirifer*, широко распространенных в нижней части кассинского горизонта Центрального Казахстана, рассматриваемые отложения относятся к **верхнему фамену** [11]. Известняки, залегающие выше по разрезу (784,4–791,6 м) и включающие редкие раковины *Rugosochonetes* sp., *Mucrospirifer* cf. *pseudoposterus* Besn., *Mucrospirifer* sp. indet., *Dzieduszyckia* ? sp., отнесены к **нижнему турне** на основании присутствия вида *M.* cf. *pseudoposterus*, характерного для отложений тайдонского и нижнетерсинского горизонтов турнейского яруса Кузбасса [5, 7].

В интервале 1794–2050 м скважины КУ-1 наблюдаются переслаивающиеся глинистые мшанково-

криноидные известняки и известковые аргиллиты. В известняках нижней части интервала (1904,8–2019,1 м) обнаружены единичные *Mesochorispira* cf. *grimesi* (Hall) (2012,9 м), *Mesochorispira* sp. (1982,5 и 1905,4 м) и сообщество редких *Orbiculoidea* ? sp., *Schuchertella* sp., *Spirifer missouriensis* (Swall.) и *Cleiothyridina kusbassica* Besn. (2006,4–2010,2 м). Иная ассоциация брахиопод, образованная видами *Maoristrophia* ? sp., *Unispirifer* ex gr. *theodorovitshi* (Fot.), *Tylothyris* cf. *laminosus* (McCoy), *Brachythyris* ex gr. *suborbicularis* (Hall), приурочена к глинистым разностям известняков (2001,9–2004,8 м).

По присутствию стратиграфически значимого вида *Mesochorispira* cf. *grimesi*, известного из русаковского горизонта верхнего турне Центрального Казахстана [5], а также по преобладанию в обеих ассоциациях таксонов, встречающихся в отложениях верхнего турне Кузбасса, Казахстана, Северной Америки, Урала [1, 2, 7], устанавливается **позднетурнейский возраст** вмещающих отложений.

В глинистых известняках верхней части рассматриваемого интервала (1869,3–1874,4 м) найдены единичные экземпляры брахиопод *Camarotoechia* ex gr. *elegantula* Row., *Tulathyris* cf. *subpyriformis* Sem. et Moell., *Phricodothyris* ? sp.; а в криноидно-брахиоподовых известняках на глубине 1865,0 м обнаружены обломки мелких раковин *Marginatia* sp. indet., *Punctospirifer* ? sp. и *Athyridida*. Данные ассоциации неrepresentative, составляющие их таксоны встречаются в турнейском ярусе Кузбасса, Бельгии, верхнем турне Казахстана и Северной Америки, нижнем турне Подмосковного бассейна, кыновском известняке Урала [7], что не позволяет определить возраст вмещающих отложений точнее, чем **турнейский ярус**.

В песчано-известняковых отложениях, вскрытых скважиной КУ-1 в интервале 952,0–1177,0 м

брахиоподы, наряду с мшанками, являются самой распространенной группой органических остатков и встречаются в виде разрозненных раковин по всему разрезу, участками образуют гнезда и маломощные прослой ракушняков. Для данного интервала характерна плохая сохранность фауны, обусловленная механическими повреждениями.

В известняках нижней части интервала (1080,1–1177,0 м) встречаются немногочисленные *Schuchertella* sp., *Rugosochonetes* aff. *taidonensis* Sok., *Marginatia* sp., *Rhynchopora* aff. *coopensis* (Shum.), *Unispirifer* sp. indet., *Spirifer* cf. *aschliariki* Sim., *Eumetria* cf. *kasachstanica* Sim. Однозначно судить о возрасте отложений в рассматриваемом интервале по немногочисленным брахиоподам неудовлетворительной сохранности затруднительно. На основании преобладания родов и видов, известных в отложениях верхнего турне – нижнего визе Центрального Казахстана, Кузбасса, Северной Америки, Урала [2, 8], можно считать, что породы в интервале 1080,1–1098,8 м имеют **позднетурнейско-ранневизейский возраст**.

Ассоциации брахиопод, установленные в верхней части интервала (952,0–1058,5 м), разнообразны по систематическому составу и включают две группы таксонов, имеющих разный стратиграфический диапазон. Первая группа представлена формами, имеющими распространение в отложениях верхнего турне – нижнего визе, вторая состоит из таксонов, известных только в отложениях визейского яруса. В составе первой группы наблюдаются *Schuchertella* sp., *Marginatia* sp., *Unispirifer* sp. и *Spirifer* cf. *aschliariki* Sim., известные в подстилающих отложениях, и виды *Rugosochonetes* cf. *ischimicus* Nal., *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Syringothyris* sp. indet., *Spirifer* ex gr. *kasachstanensis* Sim., появляющиеся в скв. КУ-1 на данном уровне впервые. Представители второй группы: *Plicochonetes* cf. *nalivkiniformis* Aksen., *Marginatia* ex gr. *mirabilis* Litv., описанные из ишимского горизонта Казахстана [2], и вид *Podtsheremia* cf. *djeskasganensis* (Litv.), встречающийся в визейском ярусе Центрального Казахстана [1], появляются с основания данного интервала, что позволяет отнести рассматриваемые отложения к **нижнему подъярису визейского яруса**. В этом интервале отчетливо прослеживаются изменения в распределении таксонов в зависимости от литологического состава отложений. Наиболее разнообразные по систематическому составу ассоциации наблюдаются в глинистых известняках и включают главным образом роды отряда Spiriferida, реже Productida; в песчаниках распространены представители отрядов Chonetida и Productida, причем хонетиды образуют маломощные монотаксонные скопления; строфомениды и атириды встречаются во всех типах пород.

Фрагмент разреза, представленный переслаивающимися известняками, глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами наблюдается в **скв. ВК-44** (429,5–541,0 м) [10]. При сравнении ассоциаций

брахиопод, распространенных в отложениях скв. ВК-44 и образованиях позднего турне – раннего визе скв. КУ-1, устанавливаются как общие черты, так и принципиальные отличия. В обеих толщах постоянно отмечаются многочисленные *Schuchertella* sp., *Rugosochonetes* ex gr. *ischimicus* Nal., *Plicochonetes* sp., реже встречаются *Marginatia* ? sp., *Dictyoclostus* ex gr. *deruptus* (Rom.), *Unispirifer* sp.

В скв. ВК-44 род *Mesochorospira*, присутствующий и в скв. КУ-1 (*M.* cf. *grimesi*), представлен формами, по внешним признакам близкими к группе *Mesochorospira subgrandis*, характерной для нижнетерсинского горизонта верхнего турне Кузбасса и изредка встречающейся в основании подъяковского горизонта визейского яруса [7]. Род *Plicochonetes* также представлен другим видом – *Plicochonetes* cf. *kingiricus* (Nal.), известным из отложений турне – нижнего визе Казахстана [2].

В скв. ВК-44 установлены таксоны, не обнаруженные в скв. КУ-1. Из них, прежде всего, следует указать *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.) – доминирующий вид данного сообщества, крупные формы которого наблюдаются по всему разрезу и особенно многочисленны в нижней части, где образуют послойные скопления. В инт. 456,1–459,5 м присутствуют единичные *Leptagonia analoga* (Phill.), а на глубине 462,8 м – *Avonia minima* (Tolm.). Виды *Leptagonia analoga* и *Megachonetes zimmermanni* являются космополитными и широко распространены в отложениях позднего турне – раннего визе [4], *Avonia minima* указывается из турнейских отложений Кузбасса и Северной Америки [7]. На основании присутствия таксонов, имеющих распространение в отложениях верхнего турне – нижнего визе, можно говорить о **позднетурнейско-ранневизейском возрасте** вмещающих их пород.

В скв. КУ-1 комплекс брахиопод с многочисленными *Megachonetes zimmermanni* не установлен. Отложения этого стратиграфического диапазона не имеют аналогов в скв. КУ-1 и, вероятно, наращивают вверх разрез верхнего турне.

В интервале **498,0–561,0 м** скв. **КУ-1** вскрыты переслаивающиеся органогенно-обломочные известняки и известняковые песчаники, нередко глинистые с разнообразными органическими остатками. В сообществе брахиопод, в значительной степени унаследованном от подстилающего, появляются *Spirifer* ex gr. *soschkini* Litv., известный из отложений ранневизейского возраста Казахстана [1], и *Globosoproductus* sp. indet., по присутствию которого возраст отложений можно датировать **верхней частью нижневизейского подъяруса** [3].

В результате проведенных исследований установлена стратиграфическая последовательность распространения брахиопод в отложениях верхов фаменского яруса девона – нижнего подъяруса визейского яруса карбона южной части Уватского района Западно-Сибирской равнины. Анализ распределения

брахиопод по разрезу позволил выделить следующие возрастные сообщества: позднефанменское *Cyrtospirifer sibiricus* – *C. kobeitusensis*, раннетурнейское *Mucrospirifer* cf. *pseudoposterus*, позднетурнейское *Mesochorospira* cf. *grimesi*, позднетурнейско-ранневизейское *Spirifer* cf. *aschliariki*; ранневизейское, состоящее из раннего комплекса *Plicochonetes* cf. *nalivkiniformis* – *Marginatia* ex gr. *mirabilis* и позднего комплекса *Globosoproductus* sp. – *Spirifer* ex gr. *soschkini*. По таксономическому составу сообщества, установленные в южной части Уватского района, наиболее близки к одновозрастным комплексам, имеющим распространение в Центральном Казахстане, а также включают формы, известные в Кузбассе, Северной Америке, в меньшей степени – на Урале.

Литература

1. Литвинович Н.В. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1962. 389 с.
2. Литвинович Н.В., Аксенова Г.Г., Разина Т.П. Стратиграфия и литология отложений нижнего карбона западной части Центрального Казахстана. М: Недра, 1969. 448 с.
3. Литвинович Н.В., Воронцова Т.Н. Гигантоидные брахиоподы СССР, их распространение и стратиграфическое значение. М.: Наука, 1991. 61 с.
4. Наливкин Д.В. Брахиоподы турнейского яруса Урала. Л.: Наука, 1979. 248 с.
5. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. 1: Докембрий и палеозой. Алма-Ата, 1991. С. 3–7, 110–135.
6. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.
7. Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Безносова Г.А., Максимова С.В. Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой платформы // Труды ПИН АН СССР. Т. ХСV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 548 с.
8. Симорин А.М. Стратиграфия и брахиоподы Карагандинского бассейна. Алма-Ата: Изд-во АН Казахской ССР, 1956. 300 с.
9. Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А. Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений, вскрытых скважиной Курган-Успенская-1 // Материалы II Всероссийской научной конференции «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности». Новосибирск: Гео, 2010. С. 155–158.
10. Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизенс Г.А. О возрасте и условиях образования терригенно-карбонатных отложений, вскрытых скважиной ВК-44 в Вагай-Ишимской впадине (юг Западной Сибири). Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010 (в печати).
11. Фауна пограничных отложений девона и карбона Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Недра, 1975. Т. XVIII. 142 с.

МИКРОФОССИЛИИ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

С.Н. Макаренко, А.Д. Котельников

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В полевой сезон 2009 г. сотрудниками Томского государственного университета в скальных обнажениях, в придорожных карьерах изучены коренные выходы известняков усинской свиты, расположенные по левому борту р. Аскиз (от устья руч. Хабзас до устья руч. Портал) и по левому борту руч. Портал (от его устья до ст. Нанхчул). Известняки серые, светло-серые, реже темно-серые, мелко-тонкозернистые, полосчатые и массивные, пятнистые с темными пятнами углеродистого материала неправильной формы размером в первые сантиметры. Породы в разной степени мраморизованы до «сахаровидных» массивных мраморов, иногда наблюдается брекчирование, прожилки белого кристаллического кальцита. Палеонтологические остатки не найдены.

Из образцов (2036–2047) изготовлены шлифы, изучение которых проводилось на микроскопе Axioscop 40 с фотокамерой AxioCam MRc 5. При небольшом увеличении (x50, x100) в нескольких

шлифах из образцов 2036 и 2042 отмечены беспорядочно расположенные нитивидные микрофоссилии: тонкие прямые (см. табл. I, фиг. 1), слабо изогнутые (табл. II, фиг. 6), редко спикүлоподобные (см. табл. II, фиг. 2). Состав микрофоссилий карбонатный, цвет черный, иногда слабо окрашенные в светло-желтый цвет, встречаются фрагменты нити прозрачные, бесцветные. При увеличении в x500 и x1000 отчетливо видно, что форма микрофоссилий – трубчатая, в пользу чего свидетельствуют встреченные здесь же овальные поперечные сечения.

Центральная часть трубочек – полая. Микрофоссилии погружены в зерна кальцита на разную глубину и под разными углами. Наиболее длинные из них достигают 1–2 мм (табл. I, фиг. 5), отмечается ветвление (табл. I, фиг. 6, 7; табл. II, фиг. 2, 4) Характерно четковидное микрорельефное строение трубочек, неравномерная толщина в пределах одной формы (4–10 микрон) (табл. I, фиг. 2, 3;

табл. II, фиг. 3). Трубочки часто изогнутые, иногда спиралевидно-закрученные (табл. I, фиг. 6, левая часть фигуры). Некоторые из них распадаются на отдельные фрагменты каплевидной формы (табл. I, фиг. 3, 5; табл. II, фиг. 7). Встречаются гроздьевидные скопления округлых сферических «пузырьков»-клеточек (табл. I, фиг. 4, 5).

Общим для всех является наличие карбонатной оболочки (чехла), толщина которой колеблется в пределах 1–2,5 микрон, и полая центральная часть диаметром до 3–5 микрон. В шлифе тонкая оболочка микрофоссилий иногда имеет черный цвет – углеродистое органическое вещество? Описание в литературе находок в известняках подобных карбонатных микрофоссилий не встречено.

В монографиях и статьях по палеонтологии докембрия и нижнего кембрия хорошо представлены органостенные микрофоссилии и окремненные цианобактерии, которые удается выделить из окремненных строматолитов или глинистых осадочных пород мацерационными методами [2, 4–7].

Трубчатые обызвествленные чехлы могут принадлежать нескольким группам – нитчатым формам цианобактерий, зеленых (сцеплянки), красных и желтозеленых водорослей.

Сравнительный анализ показал, что по размерам и морфологии наиболее близкими к обнаруженным микротрубчатым формам являются всё же цианобактерии (синезеленые водоросли), участвующие с рифея до настоящего времени в образовании строматолитов [1, 3, 4]. Остатки водорослей в них различимы лишь в редких случаях.

Современные клетки цианобактерий имеют оболочку достаточно устойчивой формы, характеризуются эллиптической формой, встречаются одиночные, но чаще – в виде многоклеточных нитей (трихом), имеющих общий слизистый чехол (влагалище). У некоторых экземпляров нити ветвятся. Возможно присутствие гетероцист – клеток с утолщенными стенками и иногда более крупными. Они фиксируют азот и снабжают азотистым питанием прочие клетки нити.

Вблизи гетероцист часто происходит ветвление или деление нитей. Наилучшие места обитания цианобактерий в приливно-отливной зоне моря, но некоторые виды цианобактерий могут заселять участки, где обстановка непрерывно попеременно меняется: от аэробной к анаэробной (например, заиленные участки приливно-отливной зоны), где другие организмы существовать не могут. Цианобактерии способны жить в условиях резких колебаний солености вод и в огромном диапазоне температур.

Известьвыделяющие цианобактерии, совместно с различными бактериями-деструкторами, образуют строматолиты.

Согласно современной систематике нитчатые формы относятся к гормогониевым (класс *Hormogoneae*), порядок *Oscillatoriales*; осцилляториевые, а одноклеточные – к хроококковым (класс *Chroococcophyceae*, порядок *Chroococcales*). От известьвыделяющих остаются лишь известковые чехлы, при растворении которых иногда удается выделить остатки органической оболочки (или чехла).

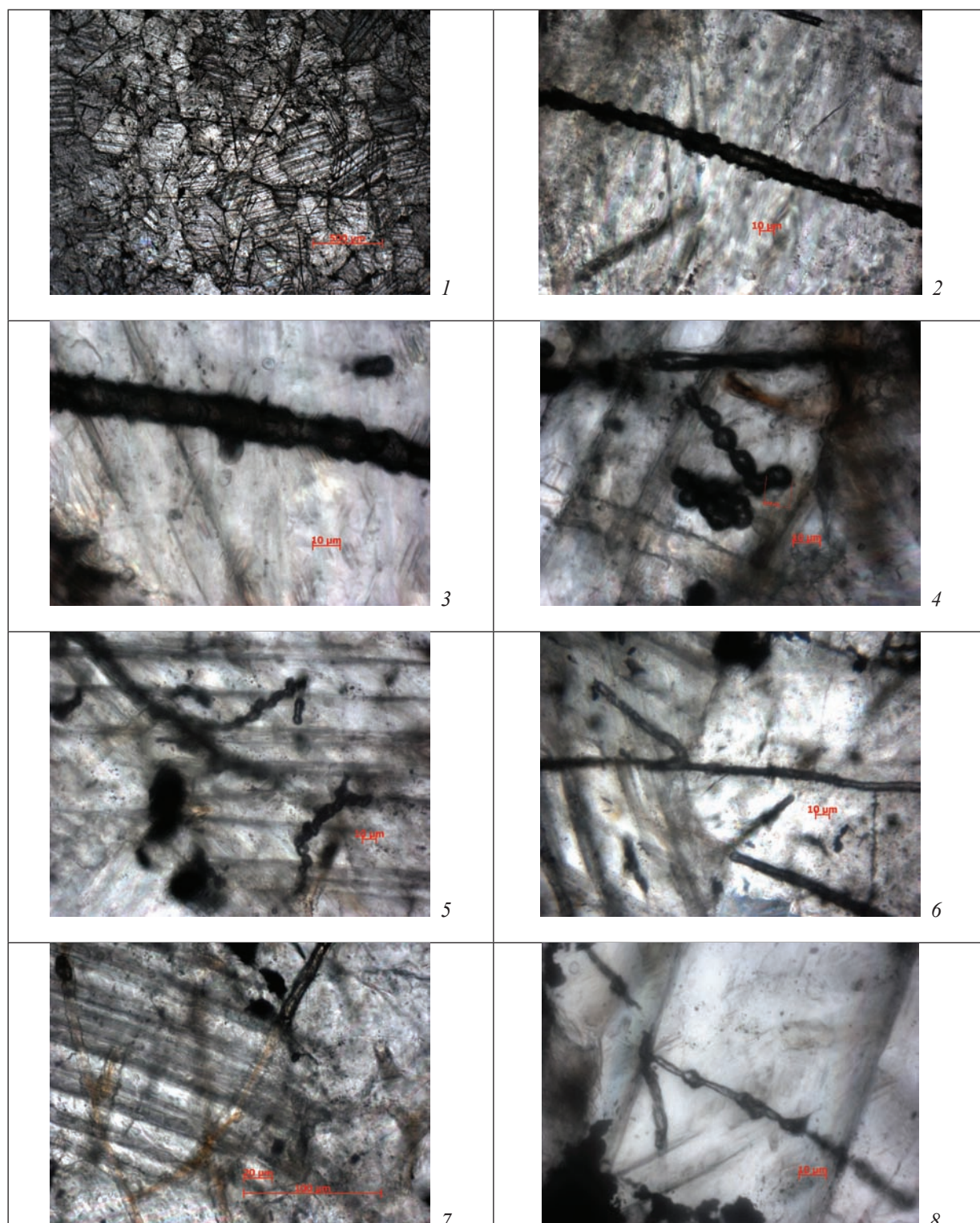
При посмертном изменении нитчатых форм отдельные их клетки увеличиваются в объеме и лопаются, имитируя гетероцисты. Нити гормогониевых цианобактерий легко распадаются на отдельные клетки (имитируя хроококковые) [1]. Приведенные данные свидетельствуют в пользу некоторого сходства микротрубчатых и сферических микрофоссилий обнаруженных в известняках усинской свиты, и современных цианобактерий.

Имеющиеся различия в морфологии отдельных экземпляров могут указывать на их различное систематическое положение в отделе *Cyanobacteria* Stanier et al., 1978.

Дальнейшее изучение позволит установить более точное систематическое положение микрофоссилий и, возможно, выявить их стратиграфическую значимость для нижнего кембрия.

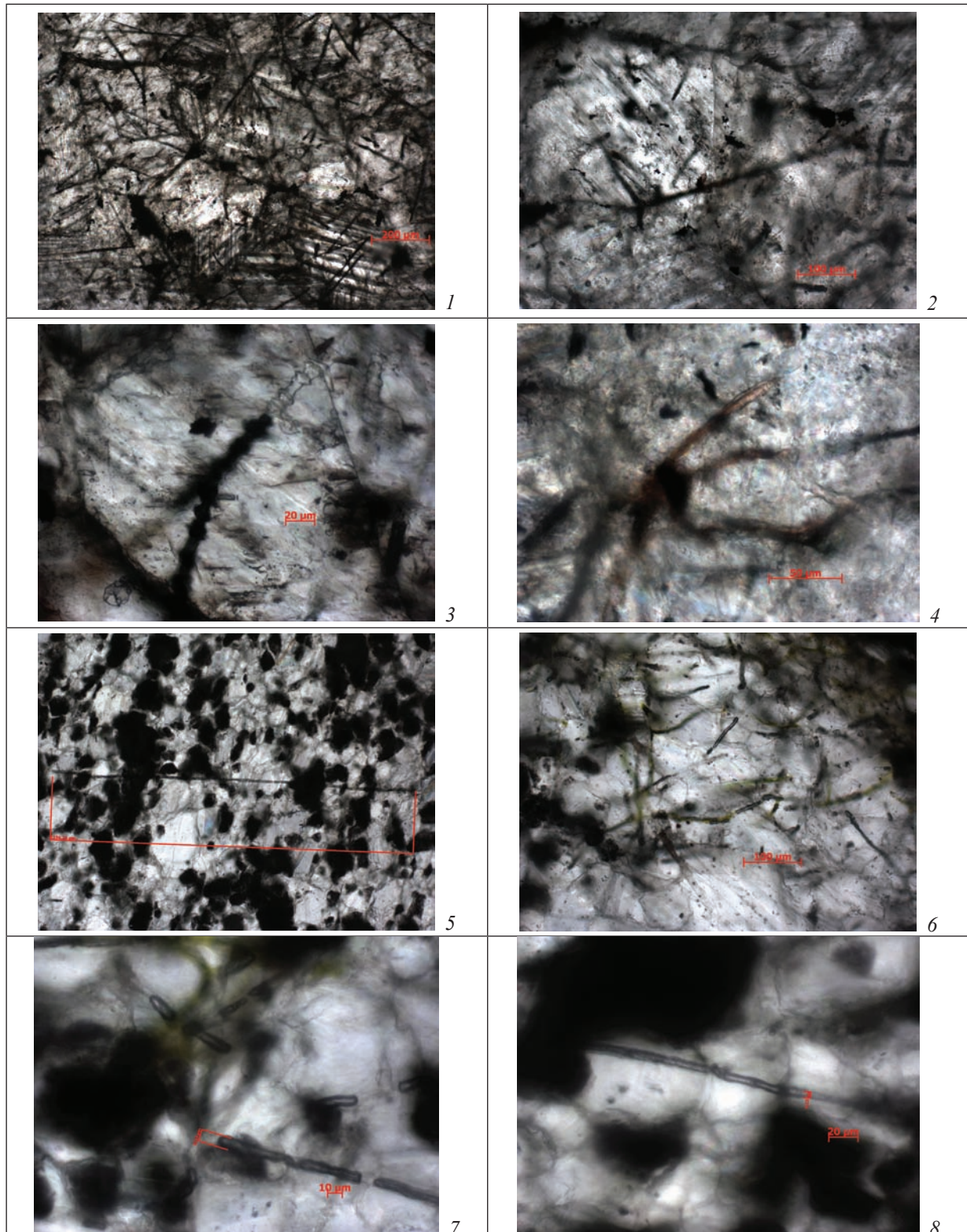
Литература

1. *Водоросли. Лишайники* / Под ред. М.М. Голлербаха // Жизнь растений: В 6 т. М.: Просвещение, 1977. Т. 3. 487 с.
2. *Граница докембрия и кембрия в геосинклинальных областях (опорный разрез Саланы-Гоа, МНР)* / Ю.И. Воронин, Л.Г. Воронова, Н.В. Григорьева и др. М.: Наука, 1982. 150 с.
3. *Крылов И.Н., Орлеанский В.К.* Лабораторная модель образования карбонатных корок в водорослево-бактериальных пленках // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ). Новосибирск: Наука, 1988. С. 4–11.
4. *Мейен С.В.* Основы палеоботаники: Справочное пособие. М.: Недра, 1987. 403 с.
5. *Палеонтология докембрия и раннего кембрия* / Под ред. Б.С. Соколова. М.: Наука, 1979. 304 с.
6. *Сергеев В.Н., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в кремнях светлинской свиты среднего рифея Учуро-Майского района Сибири и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9, № 1. С. 3–12.
7. *Стратотип рифея.* Палеонтология. Палеомагнетизм: Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1982. Вып. 368. 176 с.



Объяснение к таблице

Фиг. 1 – хаотичное расположение в известняке микрофоссилий (известковые чехлы гормогониевых цианобактерий) (общий вид); x50, шл. 2042. Фиг. 2, 3 – фрагмент известкового чехла четковидного строения. Фиг. 2 – x500, шл. 2042-5; фиг. 3 – x1000, шл. 2042-1. Фиг. 4 – гроздьевидное скопление известковых чехлов (хроококковые формы цианобактерий); x1000, шл. 2042-2; Фиг. 5 – нитчатые известковые чехлы (гормогониевые цианобактерии), распавшиеся на отдельные фрагменты (клетки?); x500, шл. 2042-6. Фиг. 6 – нитчатые известковые чехлы (гормогониевые цианобактерии) с сохранившимся боковым ответвлением; x500, шл. 2042-7. Фиг. 7 – фрагменты органической оболочки цианобактерий, желтоватого цвета, выделившейся в результате природного растворения известкового чехла; x500, шл. 2042-11. Фиг. 8 – «бусовидное» строение известкового чехла микрофоссилии; x500, шл. 2042-9.



Объяснение к таблице

Фиг. 1 – беспорядочное расположение микрофоссилий в зернах кальцита (общий вид); x100, шл.2042а. Фиг. 2 – спикуловидная форма микрофоссилии; x200, шл. 2042а. Фиг. 3 – фрагмент известкового чехла четковидного строения, частично – прозрачного; x500, шл. 2042а-10. Фиг. 4 – микрофоссилия дендровидной формы с фрагментами сохранившейся органической оболочки; x500, шл. 2042а. Фиг. 5 – нитчатая форма микрофоссилии длиной 1257 микрон из отдельных фрагментов-клеток (гормогонияльное строение: клетки соединены в ряд, слабая трихом); x 100, шл. 2036-5. Фиг. 6 – многочисленные слабоизогнутые известковые чехлы цианобактерий, погруженные в зерна кальцита; x200, шл.2036-8. Фиг. 7, 8 – известковые чехлы гормогониевых цианобактерий, распавшихся на отдельные фрагменты (клетки?); x500, шл. 2036-1.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ЧУЗИКСКОЙ СВИТЫ ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.Н. Макаренко, Н.И. Савина, С.А. Родыгин

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Чузикская свита – одно из первых местных литостратиграфических подразделений палеозоя, установленных на территории центральной части Западной Сибири [6, 8]. Название дано по р. Чузик Томской области, стратотип установлен в скв. Калиновой-13 (инт. 4434,0–3417,0 м) и сопоставлен с живетским ярусом. Подразделена на две подсвиты: нижняя (инт. 4434,0–4040,0 м) представлена известняками темно-серыми глинистыми, переслаивающимися с мелкошлямовыми и пелоидными известняками, а также пачками витрокластических псаммитовых туфов и тел трахидолеритов (призобойная часть в инт. 4434–4280 м). Верхняя подсвита сложена чередованием черных, темно-серых аргиллитов, глинистых известняков и алевролитов и согласно перекрывается в разрезе скв. 13 чагинской свитой. Несогласно, со скрытым перерывом чузикская свита в разрезе скв. 14 залегает на мирной толще (гл. 3135 м) и свита в данном разрезе соответствует двум ярусам: эйфельскому и живетскому, т.е. объем свиты в стратотипе не полный. Свита палеонтологически охарактеризована фауной фораминифер, конодонтов и тентакулит. Является нижней частью таргасской серии, прослежена на Калиновой, Герасимовской, Северо-Калиновой площадях.

По мнению исследователей [2], присутствие в верхней части чузикской свиты скв. 13 Калиновой франских конодонтов *Icriodus alternatus* Br. et Mehl, *Polygnathus decorosus* Stauffer указывает на вероятность принадлежности данной части разреза (инт. 3487–3491 м) к вышележащей чагинской свите [1]. Согласно Решениям межведомственного стратиграфического совещания [6] граница чузикской и чагинской свит, а также граница живета-франа в разрезе стратотипа свиты проведена по появлению комплекса тентакулитов, встреченных также в отложениях саргаевского горизонта Урала и Восточно-Европейской платформы. Вид *Homotenus acutus* G. Ljasch. в скв. 13 не встречен, но присутствуют сопутствующие виды, найденные совместно с ним в разрезе скв. 15 Калиновой в инт. 3014–3011 м [4, 5]. В разрезе скв. 15 глубже комплекса тентакулитов встречены конодонты, близкие найденным в скв. 13 и также указывающие на вероятность более молодого возраста верхней части чузикской свиты.

Для обоснования стратиграфического положения свиты нам представляется необходимым изложение биостратиграфической характеристики имеющегося фактического материала по скв. 15 Калиновой (рис. 1).

Скв. 15 Калиновая (инт. 3305,1–3011,0 м) расположена в центральной части Нюрольской впадины,

вблизи скв. 14 Калиновой, где установлен стратотип чузикской свиты.

Разрез представлен снизу вверх (рис. 2):

Призобойная часть. Керн не поднят:
инт. 3308,0–3305,0 м

Известняк черный, глинистый, плотный, массивный, с зернистым изломом. Пелитоморфный глинисто-карбонатный матрикс цементирует многочисленные зерна кальцита и органические остатки (30–40%). Зерна кальцита овальной, вытянутой, реже изометричной формы. Встречены кальцисфериды, фораминиферы, реже раковины остракод. Размеры зерен кальцита и органических остатков 0,03–0,08 мм. Распределение раковин в породе равномерное. Текстура линзовиднослоистая, обусловлена неравномерным распределением глинистого вещества и ориентировкой детрита. Фораминиферы: *Parathuramina aperturata* Pron., *Irregularina irregulariformis* (Zador. et Juf.), *P. graciosa* Pron., *P. paulis* E. Byk., *P. aff. oldaea* Sul., *P. aff. gekkeri* Antr., *Bisphaera malkensis* Bir., *B. elegans* Viss. инт. 3305,1–3302,2 м.

Мергель черный, массивный, излом раковистый, структура тонкозернистая (0,008–0,02 мм). Пространство между зернами сложено пелитоморфной глинисто-карбонатной массой (10–20%). Встречены редкие раковинки фораминифер, кальцисфериды, около 10–15% бесструктурных кальцитовых комочков (0,02–0,06 мм). Текстура микрослоистая, очень слабо выраженная (фиг. 21). Фораминиферы: *Parathuramina aperturata* Pron., *P. graciosa* Pron. инт. 3302,2–3294,4 м.

Керн не поднят: инт. 3294,4–3278,6 м

Мергель серый, плотный, с неровным изломом, структура тонкозернистая, размеры зерен 0,02–0,008 мм. Межзерновое пространство заполняет пелитоморфный, глинисто-карбонатный матрикс (10–20%). В шлифе наблюдаются немногочисленные сферулы кальцита. Текстура массивная. Порода пересечена жилками кальцита. Встречены кальцисфериды. Фораминиферы: *Parathuramina aperturata* Pron., *P. graciosa* Pron., *P. aff. gekkeri* Antr., *Irregularina carlensis* Viss., *Vicinesphaera squalida* Antr. инт. 3278,6–3274,6 м.

Мергель черный, плотный, плитчатый, структура тонкозернистая (0,01–0,03 мм). Межзерновое пространство заполняет пелитоморфный бурый глинисто-карбонатный матрикс (15–10%). Текстура линзовиднослоистая, обусловлена неравномерным распределением глинистого вещества (фиг. 20) инт. 3274,6–3270,6 м.

Известняк черный глинистый мелкодетритовый, трещиноватый. Трещины выполнены кальцитом. Встречены кальцисфериды. Фораминиферы: *Parathuramina aperturata* Pron., *P. graciosa* Pron., *Neoarchaesphaera aff. polypora* (Antr.), *Irregularina obskura* Reittl. инт. 3270,6–3266,5 м.

Керн не поднят: инт. 3266,5–3233,3 м

Известняк черный глинистый мелкодетритовый, трещиноватый. Трещины выполнены кальцитом. Фора-

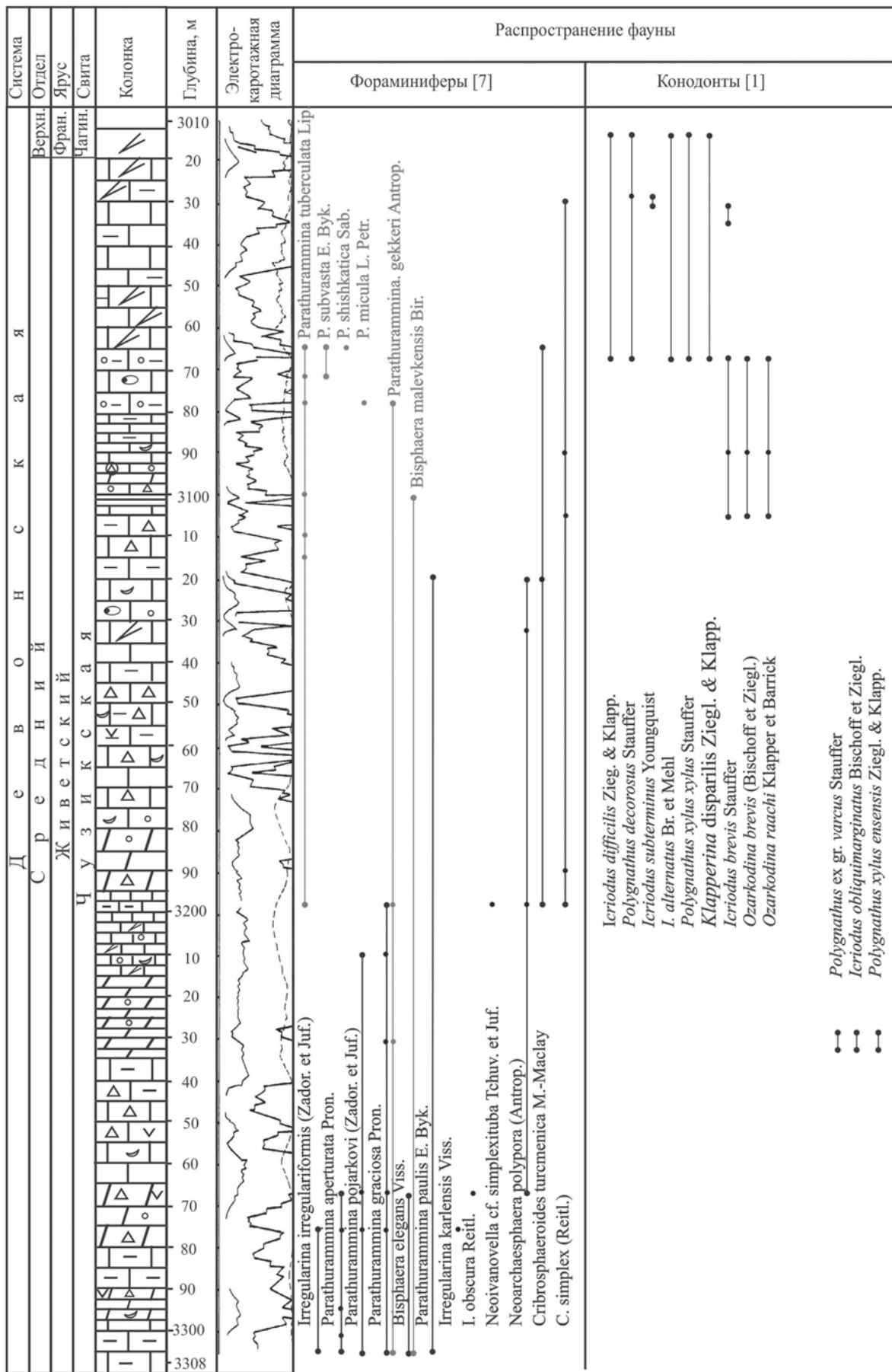


Рис. 1. Разрез скважины Калиновая-15

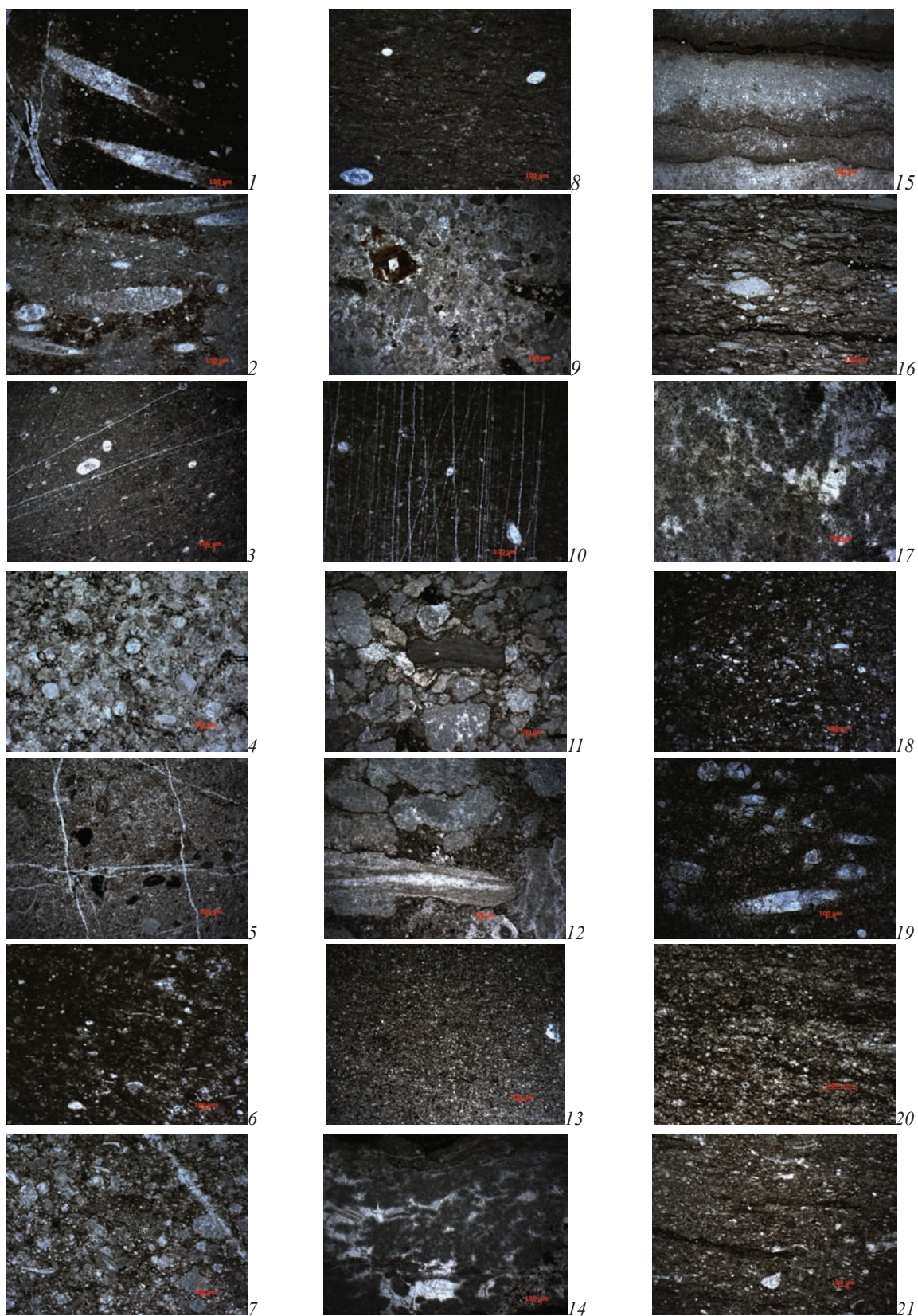


Рис. 2. Литологическая характеристика чузыкской свиты по разрезу скв. Калиновой-15 (объяснения в тексте). Фиг. 3, 4, 6, 17, 20 – $\times 100$, остальные – $\times 50$

миниферы: *Parathuramina graciosa* Pron., *P. aff. gekkeri* Antr. инт. 3233,3–3228,0 м.

Известняк черный, плотный, массивный, с неровным изломом. В шлифе порода имеет детрито-биоморфную структуру. Органические остатки распределены в породе послойно. Микрослоистость обусловлена изменением размеров слагающих породу карбонатных зерен. Слоистость подчеркивается ориентировкой раковин. Зерна кальцита, слагающие слойки, призматической, часто немного овальной формы, погружены в пелитоморфный глинисто-карбонатный матрикс. Встречены тентакулиты, редкие створки остракод, приуроченные к слойкам с размером зерен 0,03–0,05 мм (40–50%). В шлифе наблюдаются различные сечения тентакулитов: продольные, поперечные, диагональные – 10 до 50% от основной породы. Стенки сложены пелитоморфным кальцитом. Преобладают продольные сечения. Порода пересечена кальцитовыми жилками (фиг. 19). Конодонты: *Polygnathus xylus ensensis* Ziegl. & Klapp., *P. varcus* Stauffer, *Icriodus obliquimarginatus* Bischoff et Ziegler инт. 3228,0–3224,0 м.

Керн не поднят: инт. 3224,0–3201,8 м

Известняк черный, плотный, пелитоморфный. Глинисто-карбонатный матрикс цементирует бесструктурные кальцитовые комочки, зерна кальцита, немногочисленные остатки фораминифер (?) и неопределимый детрит. Основная масса – 30–40%. Органический детрит – 0–5%. Текстура массивная. Порода пересечена тончайшими кальцитовыми жилками (фиг. 18). Фораминиферы: *Parathuramina graciosa* Pron., *P. tuberculata* Lip., *P. aff. gekkeri* Antr. инт. 3201,8–3197,6 м.

Известняк черный, плотный, пелитоморфный, микросугстковый. Фораминиферы: *Parathuramina* sp., *Neoarchaesphaera polypora* Antr., *N. cf. polypora* Antr., *Neoivanovella cf. simplexituba* Tchuv. et Juf., *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), *C. turcmenica* M. Maclay. инт. 3197,6–3193,6 м.

Мергель темно-серый, массивный, структура пелитоморфная. В матриксе немногочисленные обломки пелитоморфных известняков овальной формы. На отдельных участках проявляются структуры, напоминающие водоросли. Размеры 0,1–0,4 мм. Отмечены многочисленные поры и трещинки. Часть из них выполнена мелкозернистым кальцитом, другие – битумом, в который погружены угловатые зерна карбоната. Текстура массивная (фиг. 17). Фораминиферы: *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.) инт. 3193,6–3189,9 м.

Керн не поднят: инт. 3189,0–3165,5 м

Известняк серый, пелитоморфный, участками наблюдаются обломки серых пелитоморфных известняков (50–60%). Основная масса буровато-серого цвета обладает также пелитоморфной структурой. Размеры обломков 0,08–0,7 мм. Микростилолитовые швы тонкие, слабозазубренные, придают породе псевдобрекчиевидный облик. В породе присутствует большое количество зерен кальцита (0,03–0,05 мм) и сферул, сложенных также кальцитом (фиг. 16) инт. 3165,5–3161,0 м.

Керн не поднят: инт. 3161,0–3156,9 м

Известняк серый, слоистый, строматолитоподобный. Слойки толщиной 0,3–1,3 мм сложены пелитоморфным кальцитом. При большем увеличении ($\times 200$ и более) в слойках наблюдается тонкоузорчатая цианобактериальная структура известняка. Водорослевые слойки отделены поверхностями, к которым впоследствии оказались приурочены микростилолитовые швы – тонкие, сла-

бозазубренные, волнистые, выполненные карбонатно-глинистым веществом, содержащим мелкие зерна кальцита (фиг. 15) инт. 3156,9–3150,7 м.

Известняк серый, строматолитоподобный, пелитоморфный. Слабозазубренные, волнистые микростилолитовые швы заполнены глинисто-карбонатной массой. Порода имеет узорчато-пятнистый облик, который создается при заполнении полостей спаритовыми зернами крупнокристаллического кальцита белого цвета, хорошо заметного на фоне темно-серого микрита (фиг. 14). Остракоды: *Cavellina aff. explicata* L. Egorova инт. 3150,7–3142,7 м.

Керн не поднят: инт. 3142,7–3137,7 м

Мергель серый, пелитоморфный. Основная масса представлена пелитоморфным глинисто-карбонатным веществом. Текстура линзовиднослоистая (фиг. 13). Фораминиферы: *Neoarchaesphaera cf. polypora* Antr., кальцисфериды инт. 3137,7–3128,7 м.

Известняк органогенно-детритовый с литокластами пелитоморфных известняков (80–90% от общего объема породы). Размер литокластов колеблется от 0,03–1,5 до 0,5–1,0 мм. Обломки в большинстве изометричной формы, лишь у некоторых можно отметить следы обработки. Детрит: створки и целые раковины остракод (0,08–0,025 мм). Большая часть детрита не определима. В распределении детрита отмечается неравномерность, пятнистость. У части биокластов внешние стороны микритизированы. Текстура массивная (фиг. 12, 11). В начале керна (гл. 3121,7 м, фиг. 10) структура более тонкозернистая, литокласты отсутствуют, перпендикулярно слабой слоистости порода рассечена серией слабоизвилистых, параллельных тонких жилок, выполненных кальцитом. Многочисленный детрит не определен. Остракоды: *Cavellina* sp., кальцисфериды инт. 3128,7–3121,7 м.

Известняк черный, плотный, слоистый. Слоистость обусловлена одинаковой ориентировкой линзочек. Структура органогенно-обломочная. Количество обломков пелитоморфных известняков 70–80%. Характерной чертой породы является присутствие обломков известняков черного цвета, обогащенных органическим веществом. Такие обломки (их 30–40%) состоят из зерен кальцита (размер 0,02–0,06 мм), погруженных в буровато-черный аморфный матрикс. Детрит: створки и целые раковины остракод, фораминиферы. Внутренние полости раковин выполнены среднезернистым кальцитом. Основная масса глинисто-карбонатная, тонкозернистая (0,05–0,02 мм, фиг. 9). Фораминиферы: *Parathuramina paulis* E. Vuk., *Neoarchaesphaera cf. polypora* Antr., кальцисфериды инт. 3121,7–3115,6 м.

Известняк черный, плотный, массивный. Пелитоморфный глинисто-карбонатный матрикс цементирует раковины остракод (различные сечения: круглые, миндалевидные, размером от 0,1–0,15 до 0,8 мм). Преобладают целые раковины, единичны находки створок. Распределение раковин равномерное. Текстура линзовиднослоистая, тонкие слойки с повышенным содержанием глинистого и органического вещества (фиг. 8). Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip., кальцисфериды инт. 3115,6–3111,8 м.

Известняк темно-серый, массивный, пересечен тончайшими кальцитовыми жилками. В пелитоморфный глинисто-карбонатный матрикс погружены овальные, округлые, миндалевидные комочки кальцита (в одном случае удалось увидеть продольные конусообразные

разрезы, что позволяет предположить, что это, скорее всего, остатки тентакулитов). Текстура массивная. Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip., *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.) инт. 3111,8–3108,4 м.

Керн не поднят: 3108,4–3102,2 м

Известняк темно-серый, массивный, тонкодетритово-обломочный. Полуокатанные, изометричные, остроугольные микролитокласты пелитоморфных известняков с раковинами фораминифер (60–70%). Равномерно распределенные в породе раковины, створки остракод, фораминиферы. Пелитоморфная, глинисто-карбонатная основная масса сливается в некоторых участках с обломками. Видны лишь «тени» обломков. В конце керна аргиллит темно-серый, известковистый, слоистый, за счет нитевидных карбонатных слоев под углом 45° к оси керна (фиг. 7). Фораминиферы: *Bisphaera malevkensis* Bir., *P. tuberculata* Lip., кальцисфериды инт. 3102,2–3099,2 м.

Мергель на 40–50% состоит из зернышек кальцита (0,015–0,02 мм) и неопределимого органического детрита. Основная масса глинисто-карбонатная. Текстура беспорядочная (фиг. 6). Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip. кальцисфериды инт. 3099,2–3094,9 м.

Известняк массивный на 15–20% состоит из пеллоидов (0,1–0,3 мм), оолитов (0,02–0,2 мм) и органического детрита (5–10%), погруженных в тонкозернистый (0,02–0,04 мм) карбонатный матрикс. Встречены раковины и створки остракод, фрагменты брахиопод. Пеллоиды окаймляются тонкой черной полоской (фиг. 5) инт. 3094,9–3093,3 м.

Керн не поднят: инт. 3093,3–3090,9 м

Известняк серый пелитоморфный, линзовидно-слоистый, мелко-биокластический. Конодонты: *Icriodus brevis* Stauffer, *Ozarkodina brevis* (Bischoff et Ziegler), *O. raachi* Klapper et Barrick инт. 3090,9–3087,9 м.

Керн не поднят: инт. 3087,9–3080,6 м

Известняк серый, плотный, пятнистый, за счет мелких белых зерен кальцита, разбросанных на фоне серой основной массы; на 50–60% состоит из зерен кальцита и органического детрита. Основная масса пелитоморфная, глинисто-карбонатная. Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip., *P. aff. micula* L. Petr., *P. aff. gekkeri* Antr., *Cribrosphaeroides simplex* (Reitl.), кальцисфериды инт. 3080,6–3073,6 м.

Известняк серый, плотный, пятнистый. Встречены кальцисфериды. Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip., *P. subvasta* E. Byk. инт. 3073,6–3067,6 м.

Известняк серый, пелитоморфный, тонко-органогенно-детритовый. Фораминиферы: *Parathuramina tuberculata* Lip., *P. subvasta* E. Byk., *P. aff. shishcatica* Sab., *Cribrosphaeroides turcmenica* M. Maclay. Конодонты: *Icriodus alternatus* Br. et Mehl, кальцисфериды инт. 3067,6–3061,6 м.

Известняк темно-серый, массивный, плотный, битуминозный, тентакулитовый, пересечен редкими кальцитовыми жилками (фиг. 4). Фораминиферы: *Parathuramina* sp., кальцисфериды инт. 3061,6–3056,6 м.

Керн не поднят: инт. 3056,6–3035,0 м

Известняк серый, массивный, тонкозернистый (0,01–0,04 мм). Карбонатный матрикс цементирует остатки тентакулитов и миндалевидные образования кальцита (10–15%) (фиг. 3) инт. 3035,0–3032,0 м.

Известняк серый, плотный, массивный, на 35–40% состоит из раковин тентакулитов, цементируемых тонкозернистым кальцитом. Промежутки между зернами кальцита заполнены пелитоморфной глинисто-карбонатной массой. Текстура пятнистая, обусловлена окраской породы в шлифе (серые и бурые пятна причудливой формы) (фиг. 2). Конодонты: *P. decorosus* Stauffer. инт. 3031,8–3029,0 м.

Известняк серый, плотный, массивный, биоморфный (20–25%). Тентакулиты, редкие раковинки фораминифер, многочисленные мелкие бесструктурные комочки кальцита (40–50%), размером 0,02–0,04 мм беспорядочно погружены в пелитоморфной глинисто-карбонатной массой (фиг. 1) инт. 3029,0–3026,0 м.

Керн не поднят: инт. 3026,0–3023,0 м

Известняк серый, массивный, плотный инт. 3023,0–3020,0 м.

Глинистая порода светло-серая, трещиноватая инт. 3020,0–3018,0 м.

Известняк серый, плотный, пятнистый, массивный, трещиноватый, на 15–20% состоит из бесструктурных образований кальцита (0,05–0,5 мм), раковин тентакулитов, погруженных в тонкозернистый глинисто-карбонатный матрикс инт. 3018,0–3014,0 м.

Известняк серый, массивный, биоморфный (20–30%), трещиноватый. Тентакулиты, реже остракоды беспорядочно погружены в тонкозернистый глинисто-карбонатный матрикс (20–30%) инт. 3014,0–3011,0 м.

Чузикская свита в разрезе скв. 15 представлена известняками глинистыми, от светло-серых до черных, плотными, крепкими с редкими прослоями калькаренинов, известняков водорослевых и аргиллитов. Порода насыщена органогенным детритом, представленным фрагментами раковинной микрофауны фораминифер, тентакулит, остракод, кальцисферид. Комплексы микрофауны обедненные в видовом плане и немногочисленные по количеству экземпляров.

Фораминиферы: *Parathuramina aperturata* Pron., *P. graciosa* Pron., *P. paulis* E. Byk., *P. aff. oldaea* Sul., *P. aff. gekkeri* Antr., *Irregularina irregulariformis* (Zador. et Juf.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss. (инт. 3305,1–3302,2 м). *Neoarchaesphaera aff. polypora* (Antr.), *Irregularina obscura* Reitl. (инт. 3270,6–3266,5 м). Виды *Parathuramina aperturata* Pron., *P. graciosa* Pron., *P. paulis* E. Byk., *Irregularina irregulariformis* (Zador. et Juf.) характерны для «верхнейфельских» отложений восточного склона среднего Урала, живетских – Западно-Сибирской плиты [3, 7]. *Parathuramina aff. shishcatica* Sab., *P. subvasta* E. Byk., *Cribrosphaeroides turcmenica* M. Maclay встречены в инт. 3067,6–3061,6 м. Первые два вида фораминифер распространены в отложениях франского яруса повсеместно. Отложения, содержащие эти виды, отнесены В.М. Задорожным [3] к зоне *Parathuramina horrida* – *Neoarchaesphaera polypora*, сопоставляемой с пашийским, кыновским, саргаевским и доманиковым горизонтами западного склона Урала. Голотип вида *P. subvasta* E. Byk. происходит из аскыньских слоев востока Русской платформы.

Конодонты обнаружены в скважине Калиновая-15 на разных стратиграфических уровнях. Виды *Polyg-*

nathus ex gr. *varcus* Stauffer, *Polygnathus xylus ensensis* Ziegl. & Klapp., *Icriodus obliquimarginatus* Bischoff et Ziegler (инт. 3228,0–3224,0 м) характерны для зон *hemiansatus* – *varcus* живетского яруса.

Виды конодонтов, обнаруженные в интервале 3067,6–3014,0 м, являются живетско-франскими. В одном образце на глубине 3067,6 м указано совместное нахождение следующих видов [1]: *Icriodus difficilis* Ziegl. & Klapp., *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Polygnathus xylus xylus* Stauffer, *Icriodus subterminus* Young., *I. alternatus* Br. et Mehl, *I. brevis* Stauf., *Klapperina disparilis* (Ziegl. & Klapp.), *Ozarkodina brevis* (Bischoff et Ziegler), *O. raachi* Klapper et Barrick (см. рис. 1). Такая ассоциация видов требует дополнительного разъяснения. Два последних вида встречаются в отложениях живетского яруса. *I. brevis* Stauf. отмечен для зон *varcus* – *hermanni-cristatus*. *Icriodus difficilis* Ziegl. & Klapp. наиболее характерны для верхней части живетского яруса, зон *varcus* – *disparilis*. К последней зоне относится и вид-индекс *Klapperina disparilis* (Ziegl. & Klapp.). Конодонты *Polygnathus decorosus* Stauffer, *Icriodus alternatus* Br. et Mehl, а также *Icriodus subterminus* Young. (инт. 3031,8–3029,0 м), определённые Л.М. Аксёновой [1], указывают на франский возраст вмещающих пород. Но каждый из этих видов занимает различное стратиграфическое положение. *I. subterminus* и *P. decorosus* встречаются в интервале зон *falsiovalis* – *rhenana*. Вид *Icriodus alternatus* появляется там, где заканчивают существование два предыдущих вида, а именно в зоне *Late rhenana*, и прослеживается до зоны *Upper stepida* фаменского яруса [9, 10]. Присутствие этих конодонтов в одном образце вместе с типично живетскими можно объяснить либо смешиванием комплексов, либо недостаточной сохранностью экземпляров, затрудняющей определение. Представляется необходимым продолжить исследование керн указанных интервалов для получения дополнительного палеонтологического материала и более точного его определения. На основании имеющегося комплекса конодонтов невозможно сделать корректный вывод о принадлежности верхней части чузиковской свиты к франскому ярусу.

Нижняя граница чузиковской свиты в разрезе скважины 15 не установлена. Граница между живетским и франским ярусами совпадает с нижней границей чагинской свиты и проведена в данном разрезе по смене верхнеживетских слоев с *Homoctenus kikinensis*

Ljaschenko (верхняя часть кыновского горизонта Урала), *H. ignothus* Miretskaja, *Striatoctenus tikhyi* Ljaschenko (инт 30596–3029 м), перекрытых слоями с тентакулитами *Homoctenus krestovnikovi* Ljaschenko, *H. proprius* Miretskaja, *Regularites tenuigradatus* Ljaschenko (инт. 3014–3011 м), характерных для нижней части доманиковой свиты Восточно-Европейской платформы и Урала [4, 5]

Литература

1. Дубатовов В.Н., Краснов В.И., Бозуш О.И. и др. Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1990. С. 131–146.
2. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕОС, 2001. 163 с.
3. Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и её складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987. 126 с.
4. Мирецкая Н.М. Дакриоконориды и гомоктениды Калиновой площади (юго-восток Западно-Сибирской равнины) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1990. С. 104–110.
5. Мирецкая Н.М. Тентакулиты и биостратиграфия девона юго-восточной части Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. 21 с.
6. Решения межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.И. Краснова. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1999. 80 с. Приложение на 12 листах.
7. Саев В.И. Биостратиграфия нижнего-среднего отделов девона по фораминиферам (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. С. 36–42.
8. Степанов С.А., Краснов В.И., Ратанов Л.С. и др. Опорный разрез бассейновых фаций верхнего девона Западно-Сибирской низменности // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1985. С. 62–72.
9. Klapper G., Ziegler W. Devonian Conodont Biostratigraphy // Spec. Pap. Palaeontol. 1979. № 23. P. 199–224.
10. Sandberg C.A., Dreesen R. Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 196. 1984. P. 143–179.

**ДИНАМИКА ВИДОВОГО РАЗНООБРАЗИЯ ТРЕПОСТОМИД (МШАНКИ)
ПОЗДНЕЖИВЕТСКО-ФРАНСКИХ БАССЕЙНОВ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

О.П. Мезенцева

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия

Карбонатные и терригенные отложения позднеживетско-франской трансгрессии мощностью от нескольких десятков метров до 1–2, редко 3–4 км, широко распространены на окраинах Кузбасса, в Горном и Рудном Алтае, в Минусинском прогибе. В эталонном для Алтае-Саянской складчатой области (АССО) разрезе девона окраин Кузбасса они расчленены на мазаловскокитатский, вассинский и соломинский горизонты, соответствующие верхнеживетскому, нижне- и верхнефранскому подъярусам. В изучение позднеживетско-франских мшанок (в том числе трепостомид) Алтая большой вклад внесли В.П. Нехорошев [6] и К.Н. Волкова [1]. Мшанки окраин Кузбасса и Минусинского прогиба изучала И.П. Морозова [5]. Были выявлены комплексы трепостомид, характеризующие подразделения позднеживетско-франского хроностратиграфического интервала. Однако этот обширный материал нуждался в переизучении, поскольку в последующие годы неоднократно пересматривалась стратиграфическая схема девона АССО и существенно изменилась систематика трепостомид. Публикуемая статья резюмирует результаты предшествующих исследователей и многолетней работы автора, изучающего пространственно-временные изменения видового состава трепостомид девона.

В Кузбассе позднеживетская трансгрессия обусловила исчезновение раннеживетского комплекса трепостомид, насчитывавшего 9 видов. В верхнеживетских отложениях Кузбасса к настоящему времени обнаружено 18 видов трепостомид (9 видов – И.П. Морозовой и 9 видов – автором). Характерными видами являются *Eridotrypella multa* Morozova, *E. valentinae* Moroz., *Neotrematopora typica* Moroz. и *Lioclema celebratum* Moroz., *L. minussinense* Moroz., *Neotrematopora tschuensis* (Nekhoroshev), *L. yakovlevi* (Schoenmann), *L. heitaiense* Yang. Последние три вида распространены и в нижнем фране.

В результате изучения трепостомид автором обоснован позднеживетский возраст отложений в долине р. Мазаловского Китата (окрестности с. Лебедянки), ранее относимых [8] к нижнефранскому подъярису. Ею обнаружены такие характерные виды позднеживетского комплекса как *Lioclema minussinense*, *Neotrematopora typica*, *Minussina spinosa* Moroz., *Leptotrypa tubuliformis* Schoen., *Kysylschinipora formosa* Koraevich, *Eridotrypella multa*, *E. ornata* Moroz., *E. valentinae*, *E. kwangsiensis* Yang and Hu. Проходящими видами являются *Lioclema yakovlevi* (Schoen.), распространенная в верхнеживетско-нижнефранских

отложениях, и *Eridotrypella ornamentata* Moroz. – во франских. По-видимому, данные отложения коррелируются со слоями Фромеллен, характеризующимися смешением позднеживетских и раннефранских видов.

В верхнеживетских отложениях Горного Алтая (ГА) В.П. Нехорошевым и К.Н. Волковой монографически было описано 30 видов трепостомид. Автором позднеживетские трепостомиды изучены на трех участках, где они ранее не были известны. В частности, в окрестностях пос. Шебалино (центральная часть ГА, Семинский прогиб, правый борт долины рч. Кислой, впадающей справа в р. Сему в 4 км ниже пос. Шебалино) определены *Lioclema yakovlevi*, *Neotrematopora typica*, *N. tschuensis*, *Crustopora altaica* Mesentseva, sp. nov., *Eridotrypella cyphotrypoides* (Кораев.). В окрестностях пос. Курай (юго-восток ГА, Курайский прогиб, правый борт долины среднего течения р. Чуи) автором определены *Lioclema yakovlevi*, *Lioclema cf. bugusunica* Nekh., *Neotrematopora typica*, *Leptotrypella elliptica* Кораев., *Eridotrypella kwangsiensis*. В окрестностях пос. Мендурсакон (западная часть ГА, Кайсыно-Абайская впадина, правобережье верховий р. Чарыша) автором определены *Lioclema macrospinula* Mesent., sp. nov., *Neotrematopora tschuensis*, *N. typica*, *Minussina maculosa* Moroz., *Leptotrypella elliptica*, *Atactotoechus charyschensis* Mesent., sp. nov., *Kuzbassus altaicus* Mesent., sp. nov., *Eridotrypella instabilis* Volk. Всего к настоящему времени комплекс позднеживетских трепостомид ГА насчитывает более 40 видов.

Позднеживетские мшанки Минусинского прогиба были детально изучены И.П. Морозовой, определившей 14 видов трепостомид в Южно-Минусинской котловине и 7 видов – в Северо-Минусинской. Кроме того, в коллекции Н.В. Сенникова из Северо-Минусинской котловины (окрестности оз. Шира) автор определила *Lioclema celebratum* Moroz., *Paralioclema nodosum* Moroz., *Minussina spinosa*, *Eridotrypella multa* [7]. В настоящее время из 14 видов трепостомид, обнаруженных в Южно-Минусинской котловине, 11 определено и в Северо-Минусинской, что подтверждает существование в позднеживетское время единого Минусинского бассейна.

Позднеживетские трепостомиды АССО широко распространены на территории Северо-Западной Монголии [3] и Восточного Казахстана [9]. Характерными видами монгольского комплекса являются *Lioclema celebratum*, *Minussina maculosa*, *Minussina*

spinosa, *Kysylschinipora formosa*, а казахстанского – *Lioclema celebratum*, *L. heitaiense*, *L. minussinense*, *Minussina maculosa*. Вероятно, в позднеживетское время существовало Центральноазиатское море, протягивавшееся от Кузбасса до Гобийского Алтая и от Прибалхашья до Центральной Монголии. Обнаружение в пределах АССО и Северо-Западной Монголии *Eridotrypella kwangsiensis* указывает на связь Центральноазиатского моря с морями Восточного Китая.

Позднеживетско-раннефранский рубеж знаменовался значительной перестройкой палеобассейнов в пределах АССО и соседних регионов. Прекратили существование палеобассейны Минусинского прогиба и Северо-Западной Монголии. На фоне общей регрессии акватория Кузнецкого палеобассейна, напротив, существенно расширилась. На западной периферии Кузбасса (бассейн р. Изылы в окрестностях пос. Васино) нижнефранские отложения вассинского горизонта представлены двумя толщами. Нижняя толща (мощность около 30 м) сложена плитчатыми, нередко песчано-глинистыми известняками с остатками брахиопод и мшанок. Из трепостомид, отобранных в слоях 2 и 3 обнажения 27/89 [8: 47–48], определены *Lioclema heitaiense*, *L. vassinense* Moroz., *L. yakovlevi*, *Anomalotoechus yayaensis* Moroz., *Leptotrypa* sp., *Eostenopora* sp., а И.П. Морозовой [5], кроме того, – *Minussina grandis* Moroz. Верхняя толща сложена массивными кораллово-строматопоровыми известняками. Предшествующие исследователи [8] установили, что верхи верхней толщи принадлежат уже к соломинскому горизонту верхнефранского подъяруса, но положение ниже-верхнефранской границы оставалось неясным. Автором в составе верхней толщи обнаружен прослой с остатками трепостомид, залегающий в 40 м стратиграфически выше её подошвы. Из трепостомид определены *Lioclema vassinense* и *Anomalotoechus yayaensis*, однозначно указывающие на принадлежность нижележащих отложений верхней толщи к нижнефранскому подъярису. В центральной части Кузбасса из трепостомид вассинского горизонта И.П. Морозовой определены *Lioclema heitaiense*, *Paralioclema ninae* Moroz., *Leptotrypa rhombocella* Moroz., *Leptotrypella aperta* Moroz.

На юге Кузбасса опорный разрез фаунистически охарактеризованных нижнефранских отложений послойно описан в окрестностях пос. Осман [4], где яя-петропавловская свита вассинского горизонта, представленная терригенной и известняковой пачками общей мощностью 64 м, несогласно перекрывает среднедевонские вулканиты. В коллекции трепостомид Османского разреза мною определено 12 видов, из которых *Lioclema heitaiense*, *L. yakovlevi*, *Leptotrypella inaudita* Moroz. ранее были обнаружены И.П. Морозовой. Наиболее распространенными видами трепостомид этого участка являются *Lioclema heitaiense*, *Paralioclema ninae*, *Anomalo-toechus ramosus* (Moroz.), *A. osmanius* Mesent., sp. nov., *A. si-*

biricus Mesent., sp. nov., *Leptotrypella elliptica*. Всего к настоящему времени в нижнефранских отложениях Кузбасса и его окраин обнаружено более 19 видов трепостомид, принадлежащих к 12 родам. Таким образом, в раннефранское время в Кузбассе одновременно с нарастанием трансгрессии увеличилось и видовое разнообразие трепостомид.

В отдельные моменты раннефранское море Кузбасса распространялось далее к югу в пределы северо-восточной окраины Горного Алтая. В Лебедском прогибе (правый борт долины нижнего течения р. Байгола в окрестностях Козулинского Кривуна) к вассинскому горизонту отнесена десятиметровая пачка серых известковистых алевро-мелкопсаммитовых пород и глинисто-песчаных известняков (козулинские слои, залегающие в основании байгольской свиты). Из трепостомид козулинских слоев К.Н. Волкова определила *Lioclema plicatile* Volk. и *L. protea* Volk., а А.М. Ярошинская – *Paralioclema ninae*.

Акватория Горноалтайского моря в раннем фране значительно сократилась за счет отмирания морских бассейнов Кайсыно-Абайской впадины, Восточной-менского и Коргонского прогибов. Морской режим частично сохранялся на юго-востоке ГА в Курайском, Бельгебашском и Семинском прогибах, Юстыдской и Актуринской впадинах. Трепостомиды этих геоструктур описаны В.П. Нехорошевым и К.Н. Волковой. Автором непрерывная последовательность верхнеживетско-нижнефранских отложений изучена в Семинском прогибе в правом борту долины рч. Кислой. К сожалению, этот уникальный разрез мало информативен в отношении трепостомид, поскольку в нижнефранских отложениях встречены лишь *Neotrematopora tschuensis* и *Leptotrypella elliptica*, в равной мере характерные для верхнего живета и нижнего франа. В целом раннефранский комплекс трепостомид ГА, насчитывающий 6 видов, крайне обеднен по сравнению с позднеживетским. Наиболее характерными представителями раннефранских трепостомид ГА являются *Lioclema vassinense*, *L. tschuyaense* Volk., *L. plicatile*. Сходство видового состава раннефранских трепостомид Кузбасса и ГА указывает на ещё сохранявшуюся, хотя и менее устойчивую, чем в раннеживетское время, связь соответствующих палеобассейнов.

В Рудном Алтае раннефранские трепостомиды отбирались автором в окрестностях пос. Раздольное (правый борт рч. Грязнухи, впадающей справа в рч. Золотуху) по разрезу БЯ-9011, описанному Н.К. Бахаревым и А.Ю. Языковым [2: 45–50]. В слое 2 кирпично-красных известняков совместно с остатками кораллов, брахиопод, конодонтов зоны *falsiovalis* из мшанок обнаружены *Lioclema yakovlevi*, *Neotrematopora vera* Mesent., sp. nov., а также остатки рабдомезид. В слое 5 совместно с конодонтами зоны *transitans* содержатся остатки *Lioclema yakovlevi*. В слое 7 (зона *punctata*) опять встречена *Neotrematopora vera*. В вышележащих франско-фаменских отложениях трепостомиды не обнаружены.

В позднефранское (соломинское) время продолжалось сокращение площади морских бассейнов АССО и уменьшение видового разнообразия трепостомид. В Кузнецком палеобассейне на западной окраине отлагались коралловые известняки, накопление которых началось в раннефранское время. На остальной акватории бассейна отлагались терригенно-известняковые и терригенные осадки. В верхнефранских отложениях западной окраины Кузнецкого палеобассейна (долина р. Изылы в 5 км от дер. Рассолкино) И.П. Морозова из трепостомид обнаружила *Anomalotoechus bifolius* Moroz. В центральной части палеобассейна (долина р. Томи в 10–12 км ниже г. Кемерово) автором обнаружены *Lioclema numerosum* Moroz. На восточной окраине палеобассейна в долинах рек Яи и Барзаса И.П. Морозовой определены *Anomalotoechus bifolius*, *Eridotrypella ornamentata*, *E. minuta* Moroz., *Schulgina nesterenkoae* Moroz. Таким образом, в верхнефранских отложениях Кузбасса к настоящему времени известно 5 видов трепостомид.

В Горном Алтае морские фаунистически охарактеризованные отложения верхнего франа достоверно доказаны лишь в пределах Курайского прогиба. Из позднефранских трепостомид К.Н. Волковой обнаружены и монографически описаны *Lioclema editum* Moroz., *Paralioclema multiforme* Volk., *Leptotrypella mira* Volk.

Изучение обширного фактического материала по позднеживетско-франским трепостомидам позволило с достаточной достоверностью выделить комплексы трепостомид, характеризующие верхнеживетский и нижнефранский подъярусы АССО. Первый комплекс насчитывает более 40 видов, из которых наиболее характерными являются *Lioclema celebratum*, *L. minusinense*, *Paralioclema vulgatum* Moroz., *Neotrematopora vasilievskiji* (Schoen.), *N. tschuensis*, *N. typica*, *Eridotrypella multa*, *E. valentinae*. Из 22 видов второго комплекса наибольшим распространением характеризовались *Lioclema vassinense*, *L. tschuyaense*, *L. plicatile*, *Paralioclema ninae*, *Anomalotoechus ramosus*, *A. osmanius*, *A. sibiricus*, *Leptotrypella elliptica*.

В позднефранское время в пределах АССО единого морского бассейна, по-видимому, не существовало. Бедные по видовому составу комплексы позднефранских трепостомид Кузнецкого и Курайского палеобассейнов существенно различались между собой. Общим видом для них, вероятно, была лишь *Lioclema editum*, появившаяся в раннем фране, когда ещё существовал единый Кузнецко-Горноалтайский морской бассейн. Приведенный материал подтвердил известное положение о том, что видовое разнообразие возрастает во время трансгрессий и уменьшается при регрессиях.

Литература

1. Волкова К.Н. Девонские мшанки Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1974. 181 с.
2. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
3. Копяевич Г.В. Атлас мшанок ордовика, силура и девона Монголии. М.: Наука, 1984 (Тр. ССМПЭ. Вып. 22). 164 с.
4. Мезенцева О.П., Удодов Ю.В., Гумерова Н.В. Османский разрез вассинского горизонта франского яруса южной окраины Кузбасса // Известия ТПУ. 2008. № 1, т. 313. С. 5–8.
5. Морозова И.П. Девонские мшанки Минусинских и Кузнецкой котловин // Тр. ПИН АН СССР. М., 1961. Т. 86. 172 с.
6. Нехорошев В.П. Девонские мшанки Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1948 (Палеонтология СССР. Т. 3, ч. 2, вып. 1). 172 с.
7. Сенников Н.В., Клец Т.В., Изох Н.Г. и др. Фациальные и фаунистические особенности алатовых («чиелевых») слоев живета северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 98–115.
8. Типовые разрезы пограничных отложений среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна: Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе. Кузбасс, 16–29 июля 1991 г. Новосибирск, 1992. 136 с.
9. Троицкая Т.Д. Девонские мшанки Казахстана. М.: Недра, 1968. 237 с.

ТРЕПОСТОМИДЫ (МШАНКИ) НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА ВЕРХОВИЙ р. ЧАРЫША (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

О.П. Мезенцева, Ю.В. Удодов

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия

Биостратиграфия фаунистически охарактеризованных терригенно-известняковых нижне-средне-девонских толщ бассейна верховий р. Чарыша (западная окраина Горного Алтая, окрестности пос. Мендурсакона) оставалась дискуссионной, несмотря на значительный объем проведенных работ [7, 8]. Изучение этих толщ стало задачей экспедици-

онных исследований группы сотрудников Кузбасской государственной педагогической академии (КузГПА) в 1979, 1987, 1988 и 1990 гг. На основе детального описания 19 фрагментарных разрезов было изучено геологическое строение участков I и II, соответственно, в лево- и правобережье р. Чарыша (разрезы I-1 – I-5 и разрезы II-1 – II-14). На участке I площадью

0,4 км² обнажается чарышская свита эмского возраста. На участке II площадью 0,5 км² располагается синклинальная складка, северо-западное и юго-восточное крылья которой сложены чарышской свитой, а осевая часть – таинской, принадлежащей к верхнеживетскому подъярису [4]. Были описаны послойно отобранные коллекции брахиопод, строматопорат, дакриоконарид, остракод, кораллов (заключения М.А. Ржонсницкой, Р.Т. Грациановой, О.В. Богоявленской, В.Л. Клишевича, А.Ф. Абушик, Н.В. Гумеровой и др.), однако мшанки оставались неизученными. Данная публикация восполняет этот пробел.

В чарышской свите мшанки (трепостомиды) обнаружены в двух разрезах левобережного участка (разрезы I-4 и I-5), а также в разрезе II-7 северо-западного крыла синклинальной складки правобережного участка (таблица). На участке I обнаружена *Neotrematopora schebalinoensis* Mesentseva [3] широко распространенная в средней части эмского яруса (низы шандинского горизонта Салаира и седлушкинский горизонт Горного Алтая, коррелируемый нами с верхнесалаиркинско-среднешандинским интервалом). В этих отложениях обнаружены также *Eostenopora semaensis* Mesent., sp. nov. и *E. tenuitubulosum* Mesent., sp. nov., широко распространенные в эмских отложениях Салаира и центральной части Горного Алтая (монографические описания этих видов пока не опубликованы). В разрезе II-7 обнаружены *Eostenopora semaensis* Mesent., sp. nov. и *Lioclema akarachica* J. Udodov, sp. nov.; последняя характерна для верхов шандинского горизонта Салаира. Все представленные в чарышской

свите виды трепостомид однозначно указывают на принадлежность вмещающих пород к верхней части эмского яруса. Результаты изучения трепостомид подтвердили данные по другим группам фауны о правомерности выделения чарышского горизонта, коррелируемого с шандинским горизонтом Салаира. В состав горизонта, кроме чарышской свиты, входят коргонские (малокоргонские) слои долины среднего течения р. Коргона и даянские слои бассейна рч. Дая (район пос. Чаган-Узун). Верхи чарышского горизонта, так же как и верхи шандинского, возможно, принадлежат к низам эйфельского яруса.

В таинской свите, как видно из таблицы, обнаружено 8 видов трепостомид, из которых 3 вида новые (*Lioclema macrospinula* Mesent., sp. nov., *Atactotoechus charyschensis* Mesent., sp. nov., *Kuzbassus altaicus* Mesent., sp. nov.). Виды *Neotrematopora typica* Morozova и *Minussina maculosa* Moroz., по данным И.П. Морозовой [6], характерны для верхнеживетских отложений Минусинского прогиба и окраин Кузбасса. Вид *Eridotrypella instabilis* Volkova описан К.Н. Волковой [1] из верхнеживетских отложений юго-восточной части Горного Алтая.

Вид *Neotrematopora tschuensis* (Nekhoroshev) распространен в верхнеживетско-нижнефранских отложениях Горного Алтая и окраин Кузбасса [1, 6]. Вид *Leptotrypella elliptica* Кораевич обнаружен Г.В. Копаевич [2] в эйфельских и верхнеживетско-нижнефранских отложениях Монголии, а О.П. Мезенцевой – в верхнеживетско-нижнефранских отложениях Горного Алтая. Результаты изучения трепостомид подтвердили ранее опубликованные данные о позднеживетском возрасте таинской свиты [4].

Распространение трепостомид в чарышской и таинской свитах бассейна верховий р. Чарыша (окрестности пос. Мендурсакона)

Вид	Чарышская свита			Таинская свита		
	Разрез			Разрез		
	I-4	I-5	II-7	II-10	II-11	II-14
<i>Neotrematopora schebalinoensis</i> Mesent., 2000	1*					
<i>Eostenopora tenuitubulosum</i> Mesent., sp. nov.	1					
<i>Eostenopora semaensis</i> Mesent., sp. nov.	4	4	2			
<i>Lioclema akarachica</i> J. Udodov, sp. nov.			2			
<i>Lioclema macrospinula</i> Mesent., sp. nov.					14	4
<i>Neotrematopora tschuensis</i> (Nekh., 1948)				4		12
<i>Neotrematopora typica</i> Moroz., 1961					5	
<i>Minussina maculosa</i> Moroz., 1961				2	4	1
<i>Leptotrypella elliptica</i> Кораев., 1984						1
<i>Atactotoechus charyschensis</i> Mesent., sp. nov.					6	1
<i>Kuzbassus altaicus</i> Mesent., sp. nov.					1	
<i>Eridotrypella instabilis</i> Volk., 1974				1	3	

* – количество экземпляров вида.

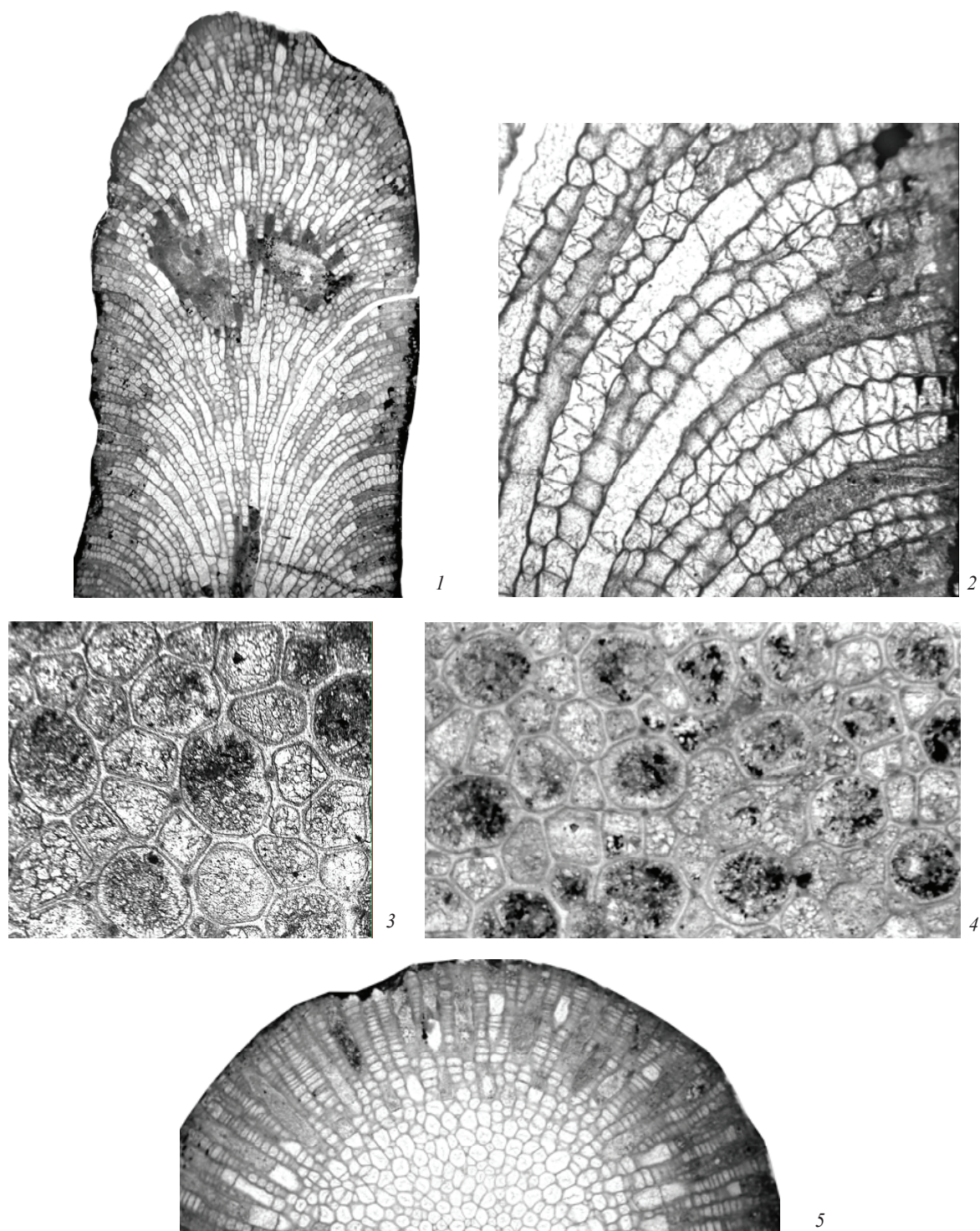
Отряд **TREPOSTOMIDA** Ulrich, 1882
 Подотряд **Halloporina** Astrova, 1965
 Семейство **Heterotrypidae** Ulrich, 1890
 Род **Lioclema** Ulrich, 1882
Lioclema akarachica J. Udodov, sp. nov.
 Табл. I, фиг. 1–5

Название вида от Акарачкинского карьера. Голотип. КузГПА, № 3/1; Салаир, окрестности г. Гурьевска, обн. 8225, сл. 17, обр. Б-8225-196/1 [9];

51. Рис. 6]; нижний девон, эмский ярус, шандинский горизонт.

Материал. 13 экз. хорошей сохранности (67 шлифов).

Описание. Колонии обрастающие и массивные клубневидной, стержневидной формы с суженным основанием и слоями самообрастания; диаметр 4,0–7,3 мм; толщина слоя 0,63–0,175 мм, иногда до 3,3 мм. Экзозона шириной 1,13–1,75 мм, слабо выражена вследствие почкования мезозооэци-



Объяснение к таблице

Фиг. 1–5. *Lioclema akarachica* J.Udodov sp. nov.: 1–4 – обр. Б-8225-196/1, голотип № 3/1, КузГПА: 1 – продольное сечение ($\times 9$); 2 – продольное сечение ($\times 30$); 3 – тангенциальное сечение ($\times 60$); 4 – тангенциальное сечение ($\times 50$). Салаирский кряж, окрестности г. Гурьевска, обн. 8225, сл. 17, обр. Б-8225-196/1; нижний девон, эмский ярус, шандинский горизонт. 5 – обр. Б-8225-196/3, экз. № 3/1а, КузГПА, поперечное сечение ($\times 13$). Местонахождение и возраст те же

ев и акантозооциев на разных уровнях эндозоны. Зооциевы в эндозоне располагаются веерообразно, постепенно отклоняясь к поверхности колонии и на большей части экзозоны перпендикулярны поверхности. Устья зооциев округлые, круглые, округло-овальные диаметром 0,20–0,24 мм; на 2 мм насчитывается 4,5–5,5 устьев. Стенки зооциев в экзозоне утолщаются до 0,01–0,03 мм. Диафрагмы прямые, реже косые, слабоогнутые, в ветвистых колониях развиты в эндозоне и в начале, реже до середины экзозоны на расстоянии 0,23–0,35 мм друг от друга; в обрастающих колониях диафрагмы единичные. Устья мезозооциев многоугольные диаметром 0,08–0,11 мм, реже 0,15–0,18 мм. Мезозооциевы 1, реже 2 рядами изолируют зооциевы; иногда зооциевы соприкасаются. Диафрагмы в мезозооциевых в области эндозоны развиты на расстоянии 0,14–0,18 мм друг от друга; в экзозоне ветвистых колоний и в обрастающих расстояние между диафрагмами составляет 0,06–0,10 мм. Диафрагмы в различной степени, иногда до четковидности пережимают полость мезозооциев по всей их длине. Акантозооциевы диаметром 0,03–0,04 мм располагаются по 2–4 вокруг зооциев.

Изменчивость. В пределах одной колонии вокруг устья зооциев может располагаться от 3–4 до 1–2 акантозооциев.

Сравнение. Некоторое сходство новый вид имеет с *Lioclema florea* Modzalevskaja [5], отличающаяся округлой, круглой и округло-овальной формой устьев зооциев, почкованием мезозооциев и акантозооциев на разных уровнях эндозоны, а также меньшим количеством акантозооциев (2–4 против 3–6 вокруг зооциев, а также развитием их вокруг мезозооциев у *Lioclema florea*). От *L. salairiense* Moroz. [6] описанный вид отличается почкованием мезозооциев и акантозооциев на разных уровнях эндозоны, развитием диафрагм в зооциевых по всей эндозоне, более частыми диафрагмами в мезозооциевых, в различной степени пережимающих их по всей длине.

Распространение. Нижний девон, эмский ярус, шандинский горизонт, верхнешандинские слои, Салаир; мельничная свита, влангальевские слои, Рудный Алтай; чарышская свита, Горный Алтай.

Местонахождение. Салаир, окрестности г. Гурьевска, Акарачкинский карьер, обн. Е-828, сл. 3 – 1 экз.; северо-западная стенка расчистки под новую дробильную фабрику, обн. 8225, сл. 17 – 7 экз. Рудный Алтай, обн. Б-903, сл. 9 – 1 экз., сл. 10 – 4 экз. Горный Алтай, обн. П-7, сл. 6 – 2 экз.

Литература

1. Волкова К.Н. Девонские мшанки Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1974. 181 с.
2. Копеевич Г.В. Атлас мшанок ордовика, силура и девона Монголии // Тр. ССМПЭ. М.: Наука, 1984. Вып. 22. 164 с.
3. Мезенцева О.П. Новые виды рода *Neotrematoroga* (мшанки) из эмских отложений (нижний девон) Салаира и Горного Алтая (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2000. Т. 41, вып. 2–3. С. 61–71.
4. Мезенцева О.П., Удодов В.П. О фаунистически охарактеризованных терригенно-известняковых девонских отложениях бассейна верховий р. Чарыша (Горный Алтай, окрестности пос. Мендурсакон) // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 2006. Вып. 10, т. 1. С. 3–28.
5. Модзалева Е.А., Нехорошев В.П. Раннедевонские мшанки Верхнего Приамурья // Ежегодник ВПО. 1965. Т. 17. С. 115–131.
6. Морозова И.П. Девонские мшанки Минусинских и Кузнецкой котловин // Тр. ПИН АН СССР. М., 1961. Т. 86. 172 с.
7. Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л.: Недра, 1967. 150 с.
8. Попов В.Е., Полтораков Г.И. Девон Курьино-Коргонской зоны Алтая // Новые данные по стратиграфии и тектонике Восточного Казахстана: Тр. ВСЕГЕИ. 1972. Т. 16. С. 37–55.
9. Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. 143 с.

БРАХИОПОДЫ ВЕРХНЕФРАНСКИХ-НИЖНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛА И ОКРАИН КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

А.Г. Мизенс, Л.И. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Брахиоподы являются важнейшей стратиграфической группой бентосной фауны, широко используемой при построении дробных стратиграфических схем среднепалеозойских образований Земли. В последнее время были получены новые данные по брахиоподам из верхнедевонских отложений Среднего и Южного Урала: в 14 типовых разрезах установлены различные стратиграфические комплексы брахиопод и по ним

выделены слои с фауной [3], позволяющие коррелировать франско-фаменские отложения западного и восточного склонов Урала. Анализ состава и распространения брахиопод в верхнедевонских отложениях Урала и окраин Кузнецкого бассейна показывает на их сходство в позднефранское и раннефаменское время. Так, в позднефранское время в палеобассейнах Урала наибольшее разнообразие имеют брахиоподы

рифовых и межрифовых фаций. Для рифовых фаций характерны представители ринхонеллид семейства Hypothyridinidae – *Hypothyridina cuboides* (Sow.) и *H. crassicostata* Nal. Их стратиграфическое распространение ограничено конодонтовыми зонами rhenana–linguiformis. Вместе с ними встречаются *Semilingula* ? sp., *Nervostrophia* sp., *Productella calva* (Wen.), *Devonoproductus* sp., *Rhytialosia petini domanicensis* (Mark.), *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Schizophoria* (*S.*) *bistriata* (Tschern.), *Gypidula biplicata* (Schnur), *G. brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina coronula* (Dreiv.), *H. incisiva* (Roem.), *H. ? koltubanica* Nal., *Calvinaria* sp., *Septalaria* ex gr. *bipartita* Mark., *Koltubania semilaevis* (Roem.), *Pugnax nana* Mark., *P. pugnax* Mart., *Parapugnax nikolaevskensis* Bubl., *Ladogia ? pressula* (Mark.), *Atryparia* (*Costatrypa*) *posturalica* (Mark.), *Iowatrypa* aff. *kadzielniae* (Nal.), *I. nalivkini* Rzhon. et Sok., *Spinatrypa rossica* Rzhon., *Gibberosatrypa gibberosa* (Mark.), *Spinatrypina* (*S.*) *tubaecostata* (Paeck.), *S.* (*Exatrypa*) *bifurcata* (Mark.), *Desquamatia* (*D.*) *alticoliformis* Rzhon., *Athyris angelica* Hall, *Athyris globosa* (Roem.), *Retzia* (*R.*) sp., *Adolfia* ex gr. *bifida* (Roem.), *A. markovskii* Bubl., *A. ? seorsa* Mark., *A. zickzack* (Roem.), *Theodossia* sp., *Cyrtospirifer* cf. *askynensis* Mark., *C.* cf. *jeremejewi* (Tschern.), *C. markovskii* Nal., *Tenticospirifer conoideus* (Roem.), *Emanuella subumbona* (Hall), *Emanuella subumbona uralica* Tjazh., *Cyrtina* sp., *Squamulariina simplex* (Phill.), *Tecnocyrtina* sp., *Cryptonella* ex gr. *uralica* Nal. и др.

Брахиоподы этого же временного интервала из карбонатно-терригенных фаций Урала резко отличаются меньшим разнообразием видов и большим количеством особей. Так, в более глинистых зарифовых фациях получают распространение многочисленные представители рода *Theodossia*, а в песчаных (ближе к берегу) – рода *Pugnax*. Местами в разрезах те и другие образуют ракушняковые прослои, представленные целыми раковинами и отдельными створками брахиопод.

В ряде уральских разрезов, сложенных отложениями мелководных фаций, в самых верхах зоны linguiformis (верхний фран) появляется своеобразный барминский комплекс брахиопод, который проходит в низы фаменского яруса (зоны Early–Middle triangularis). Он представлен политаксонным ракушняком брахиопод с видом-индексом *Parapugnax markovskii*. В этом комплексе наиболее многочисленны ринхонеллиды и атириды [2], еще присутствуют последние пентамериды и атрипиды, появляются представители фаменских родов *Eoparaphorhynchus*, *Trifidorostellum* и *Sentosioides*. Всего в барминских слоях установлено свыше 60 видов и форм брахиопод: *Nervostrophia* sp., *Productella* sp., *Leioproductus* ? sp., *Sentosioides curvirostris* (Winch.), *S. rectispinus* (Hall), *Rhytialosia petini domanicensis* (Mark.), *Schuchertella donica* Nal., *Aulacella eifeliensis* (Vern.), *Schizophoria* (*S.*) *bistriata* (Tschern.), *S.* (*S.*) *striatula* (Schloth.), *Gypidula biplicata* (Schnur), *Tabarhynchus uralicus* Yud.,

Cyphoterorhynchus sp., *Eoparaphorhynchus lentiformis* (Gur.), *E.* aff. *lentiformis* (Nal.), *E. uralensis* A. Miz., *Canavirila* aff. *atrousensis* Sart., *Septalaria* ex gr. *bipartita* Mark., *Parapugnax markovskii* (Yud.), *P.* ex gr. *brecciae* (H. Schmidt), *P. nikolaevskensis* Bubl., *Trifidorostellum barmensis* Yud., *Ladogia ? pressula* (Mark.), *Coledium* sp., *Iowatrypa nalivkini* Rzhon. et Sok., *Spinatrypa rossica* Rzhon., *Gibberosatrypa gibberosa* (Mark.), *Spinatrypina* (*S.*) *tubaecostata* (Paeck.), *S.* (*Exatrypa*) *bifurcata* (Mark.), *S.* (*E.*) ex gr. *explanata* (Schloth.), *Desquamatia* (*D.*) *alticoliformis* Rzhon., *Athyris angelica* Hall, *A. angeliciformis* Mark., *A. bayeti* Rig., *A. globosa* (Roem.), *A. globularis* Phill., *Adolfia aspera* Scup., *A. deflexa barmensis* Mark., *A. markovskii* Bubl., *A. ? seorsa* Mark., *A. zickzack* Roem., *Cyrtospirifer* cf. *jeremejewi* (Tschern.), *C. markovskii* Nal., *C. tschernyschewi* Khalf., *C. verneuili verneuili* (Murch.), *Tenticospirifer conoideus* (Roem.), *Emanuella subumbona* (Hall), *Warrenella* (*W.*) *koltubanica* (Nal.), *Cyrtina* ? sp., *Squamulariina ? pyramidalis* (Schnur), *Cryptonella uralica* Nal. и др.

Стратиграфически выше барминских слоев в мелководных фациях макаровского горизонта (верхняя часть конодонтовой зоны *triangularis* – подзона Early marginifera) появляются представители фаменских родов *Mesoplica*, *Cyrtiopsis*, *Dmitria*, а также видов *Parapugnax ? tumidus*, *Cyrtospirifer tschernyschewi*, *C. archiaci*, *Mucrospirifer posterus*. Общий список брахиопод макаровского и синхронного с ним шамейского горизонтов представлен следующими видами: *Nervostrophia* sp., *Productella* ? sp., *Mesoplica forojulensis* (Frech), *M. meisteri* (Peetz), *Sentosioides curvirostris* (Winch.), *S. rectispinus* (Hall), *Rhytialosia petini domanicensis* (Mark.), *Streptorhynchus devonicus* Orb., *S. matyricus* Nal., *Schizophoria* (*S.*) *bistriata* (Tschern.), *S.* (*S.*) *praeimpresca* Nal., *Tabarhynchus uralicus* Yud., *Camarotoechia baitanensis tenisica* Mart., *Parapugnax nikolaevskensis* Bubl., *P. ? tumidus* A. Miz., *Trifidorostellum uralicum* Nal., *Zilimia polonica* (Gur.), *Yunnanellina* cf. *koscharica* Nal., *Y.* aff. *mugodjarica* (Rozm.), *Athyris angelica* Hall, *A. angeliciformis* Mark., *A. bayeti* Rig., *A. globosa* (Roem.), *A. globularis* Phill., *A. sulcifera intermedia* Nal., *Anathyris* ex gr. *helterseni* Buch, *Adolfia aspera* Scup., *A. markovskii* Bubl., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *C. calcaratus chantaginicus* Sid., *C. markovskii* Nal., *C. quadratus* (Nal.), *C. tschernyschewi* Khalf., *C. verneuili verneuili* (Murch.), *C. verneuili gosseti* (Grab.), *Tenticospirifer conoideus* (Roem.), *Cyrtiopsis* sp., *Dmitria* aff. *romanovskii* Nal., *Crurithyris* sp., *Mucrospirifer posterus* (Hall et Clarke), *Elita* sp., *Cryptonella* ex gr. *uralica* Nal. и др.

В более глубоководных отложениях нижнего фамена Урала (губахинская свита) распространены многочисленные представители своеобразного фаменского рода *Dzieduszyckia*.

При сравнении брахиопод Урала и Кузбасса в рассматриваемом временном интервале между ними обнаруживается большое сходство. Для сопоставления привлечены данные по детально изученному

типовому разрезу «Косой Утес» северо-западной окраины Кузнецкого бассейна. Разрез расположен на правом берегу р. Томь от Подъяковского известкового завода до руч. Нижняя Пещерка. В этом разрезе Р.Т. Грациановой были послойно собраны и изучены брахиоподы глубокинского, соломинского (верхний флан) и пещеркинского (нижний фамен) горизонтов. Так, в известняках серых и темно-серых, массивных и плитчатых, относимых в те годы к глубокинскому горизонту [1, 5], ею были установлены следующие брахиоподы: *Strophodonta fischeri* (Vern.), *Productella subaculeata* (Murch.), *Productella* sp., *Atryparia (Costatrypa) posturalica* (Mark.), *Adolfia zickzack* (Roem.), *Athyris* sp., *A. magna* Grats. В целом они малочисленны и бедны по систематическому составу. В массовом количестве встречаются только представители вида *Athyris magna* Grats. По данным М.А. Ржонсницкой [4], в чистых коралло-строматопоровых разностях глубокинских известняков комплекс брахиопод более представительный: *Productella subaculeata* (Murch.), *Aulacella* cf. *fammeniensis* (Gur.), *Schizophoria striatula* (Schloth.), *S. iovensis* Hall, *Gypidula obi* Krajev., *G.* cf. *biplicata* (Schnur), *Hypothyridina cuboides westsibirica* Rzhon., *Pugnax voroni* Nal., *P. anisodonta* (Phill.), *P. mesogonia* (Phill.), *P. iniensis* Rzhon., *P. ? tensa* Mark., *Isopoma lummatoniensis* (Dav.), *I. isilensis* Rzhon., *Atryparia (Costatrypa) posturalica* (Mark.), *Spinatrypa* cf. *planosulcata* (Webst.), *Desquamatia (D.) alticoliformis* Rzhon., *Athyris bayeti* Rig., *Anathyris helmersenoides* Rzhon., *Adolfia zickzack* (Roem.), *A. multifida* (Scup.), *A. loriger* (Keys.), *A.* cf. *angustisselata* (Paeck.), *Theodossia* cf. *svinordensis* Nal., *Cyrtospirifer ussovi* Khalf., *C. sulcatus* Khalf., *C. latisinuatus* Khalf., *Tenticospirifer conoideus* (Roem.), *Cyrtina* ex gr. *heteroclitia* Defr., *C. recta* Hall, *Cranaena romingeri* Hall, *C. uralica* Nal., *Cryptonella planirostra* Hall, *C. rectirostra* Hall. Обращает внимание сходство брахиопод глубокинских известняков Кузбасса с брахиоподами мендымского и аскынского горизонтов западного склона Урала прежде всего на родовом уровне. Есть и общие виды, а именно: *Gypidula biplicata* (Schnur), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atryparia (Costatrypa) posturalica* (Mark.), *Spinatrypa (S.) tubaecostata* (Paeck.), *S. (Exatrypa) bifurcata* (Mark.), *Desquamatia (D.) alticoliformis* Rzhon., *Adolfia zickzack* Roem., *Tenticospirifer conoideus* (Roem.). Эти данные позволяют сопоставлять отложения глубокинского горизонта с мендымским и аскыньским горизонтами западного склона, а также верхней частью губинского горизонта восточного склона Урала [3].

На отложениях глубокинского горизонта в рассматриваемом разрезе залегают терригенно-карбонатные отложения соломинского горизонта. В нем брахиоподы в основном собраны из известняков песчано-глинистых и аргиллитов [1]. Они представлены видами: *Douvillina* sp., *Nervostrophia* sp., *Productella* sp., *P. rarispina* (Hall), *Devonoproductus* sp., *Aulacella* sp., *Schizophoria* sp., *Gypidula* sp., *Devonogypa globa*

(Bronn), *Pugnax sibiricus* Khalf., *Desquamatia (D.) alticoliformis* Rzhon., *Spinatrypa* sp., *S. planosulcata* (Webst.), *Spinatrypa tubaecostata* (Paeck.), *S. pli-cata* Pzhon., *Athyris bayeti* Rig., *A. globularis* (Phill.), *A. concentrica* (Buch), *Anathyris strelnaensis* Meln., *Anathyrella ussovi* (Khalf.), *Adolfia zickzack* (Roem.), *A. bifida* (Roem.), *A. loriger* (Keys.), *Cyrtospirifer ussovi* Khalf., *Ambocoelia* sp., *Ambocoelia umbonata* (Conr.), *Cyrtina* sp., *C. rectirostra* Hall. По данным М.А. Ржонсницкой [4], в соломинском горизонте также встречены *Productella* aff. *subaculeata* (Murch.), *Aulacella postera* Khalf., *Spinatrypa (Exatrypa)* cf. *bifurcata* (Mark.), *Athyris globosa* (Roem.), *Adolfia* cf. *angustisselata* (Paeck.), *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *Mucrospirifer mucronatiformis* (Khalf.). Приведенный комплекс брахиопод соломинского горизонта, так же как и глубокинского, имеет много общих родов и ряд видов с комплексами аскынского горизонта западного и колтубанскими известняками восточного склонов Урала. Среди последних следует отметить *Devonogypa globa* (Bronn), *Desquamatia (D.) alticoliformis* Rzhon., *Spinatrypa (S.) tubaecostata* (Paeck.), *S. (Exatrypa) bifurcata* (Mark.), *Athyris globosa* (Roem.), *Adolfia zickzack* (Roem.).

Выше отложений соломинского горизонта залегают нижнефаменские отложения пещеркинского горизонта, сложенного известняками серыми и темно-серыми, плитчатыми, местами окремнелыми, преслаивающимися с мергелями и алевролитами. Комплекс брахиопод нижней части этого горизонта (косоутесовские слои) представлен следующими видами: *Retichonetes armata* (Bouch.), *Productella rarispina* (Hall), *P. speciosa* (Hall), *Productella* sp., *Mesoplica meisteri* (Peetz), *M. praelonga* (Sow.), *Schuchertella pectinacea* Hall, *Schellwienella chemungensis* Hall, *Aulacella* sp., *Schizophoria* sp., *Spinatrypa* sp., *Athyris angelica* Hall, *A. bayeti* Rig., *A. globosa* Roem., *A. globularis* (Phill.), *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C. verneuili* (Murch.), *Cyrtospirifer* sp., *Mucrospirifer posterus* (Hall et Clarke), *Cyrtina* sp. Верхняя часть (митихинские слои) представлена алевролитами и аргиллитами зеленовато-серыми рассланцованными с *Aulacella interlineata* (Sow.), *Camarotoechia* sp., *Pugnax* sp., *Athyris angelica* Hall, *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C.* cf. *verneuili* (Murch.), *Cyrtospirifer* sp. [1]. М.А. Ржонсницкой [4] в пещеркинском горизонте, помимо перечисленных видов, также определены *Schizophoria sibirica* Rzhon., *Camarotoechia boloniensis glubokiensis* Rzhon., *Pugnax rigauxi* Mark., *P. sibirica* Rzhon. Пещеркинский горизонт хорошо сопоставляется с макаровским горизонтом западного склона Урала. Так, брахиоподы пещеркинского и макаровского горизонтов представлены одними родами и следующими общими видами: *Mesoplica meisteri* (Peetz), *Cyrtospirifer tschernyschewi* Khalf., *C. verneuili* (Murch.), *Mucrospirifer posterus* (Hall et Clarke), *Athyris angelica* Hall, *A. globosa* Roem., *A. globularis* (Phill.). Обращает внимание также одновременное исчезно-

вание в сопоставляемых горизонтах представителей двух отрядов брахиопод (пентамерид, агрипид), появление представителей фаменского рода *Mesoplica* и широкое распространение вида *Cyrtospirifer tsher-nyschewi*.

Аналоги маломощных барминских слоев, присутствующих на Урале в пограничных франско-фаменских отложениях, в Кузбассе по брахиоподам не установлены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 08-05-00575).

Литература

1. Грацианова Р.Т. Сообщества брахиопод верхнего девона в разрезе по р. Томь у Косого Утеса и их аналоги в Горном Алтае // Среда и жизнь в геологическом прошлом.

- Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 15–39.
- Мизенс А.Г. Брахиоподовые комплексы из пограничных франско-фаменских отложений южноуральских разрезов «Большая Барма» и «Аккыр» (стратотипа и парастратотипа барминских слоев) // Литосфера. 2007. № 6. С. 93–110.
 - Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2009. 18 с.
 - Ржонсницкая М.А. Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л.: Недра, 1968. Т. 1. 287 с.
 - Типовые разрезы пограничных отложений Среднего и верхнего девона, франского и фаменского ярусов окраин Кузнецкого бассейна: Материалы V выездной сессии комиссии МСК по девонской системе / Под ред. В.И. Краснова, М.А. Ржонсницкой, Я.М. Гутак. Новосибирск, 1992. 136 с.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Г.А. Мизенс, Т.И. Степанова, Р.М. Иванова, Н.А. Кучева, Л.И. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Данные, полученные в результате изучения керн-параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1), пробуренной в 2007 г. на юго-востоке Курганской области, а также дополнительные сведения по структурно-поисковым скважинам, часть из которых бурилась еще в 70–90-х гг. прошлого столетия (рис. 1), позволили уточнить геологические характеристики верхней части доюрского фундамента юго-запада Западной Сибири.

В структурном отношении рассматриваемая территория располагается в пределах Вагай-Ишимской впадины и Тобол-Убаганского поднятия, которые, по А.И. Ивлеву [2], относятся к Боровской зоне, граничащей на западе по Уркашскому разлому с уральскими зонами (Валерьяновской и Уркашской). Согласно схеме структурно-фациального районирования девонских и каменноугольных образований Западно-Сибирской равнины, Вагай-Ишимская и Тобол-Убаганская структуры находятся на территории Уватского структурно-фациального района [3].

Стратиграфия палеозойских отложений, вскрытых скважинами, показана на рис. 2. Континентальные красноцветы, относящиеся, по положению в разрезе, к среднему девону (живету?) и верхнему девону (франу), трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными карбонатными и терригенно-карбонатными породами фаменского яруса верхнего девона – нижневизейского подъяруса нижнего карбона.

Организмы, позволяющие определить возраст вмещающих их образований, представлены неравномерно

распределенными по разрезу водорослями, мшанками, фораминиферами и брахиоподами. Расчленение осадочных отложений выполнено согласно [3] с привлечением материалов по биостратиграфии сопредельных территорий – Центрального Казахстана, Кузнецкого бассейна, Рудного Алтая, восточного склона Среднего Урала, где встречается сходная фауна.

Фаменский ярус нерасчлененный. Известняки с комплексом однокамерных фораминифер широкого стратиграфического диапазона. Скважины КУ-1 (1700,4–1725,4 м) и ВК-30 (534,3–699,1 м).

Фаменский ярус, средняя часть, слои *Septaglomospiranella nana*. Глинистые известняки с многочисленными однокамерными фораминиферами и единичными *Septaglomospiranella* ? sp. indet. и брахиоподами *Camarotoechia* ex gr. *turanica* (Rom.), *Dzieduszyckia baschkirica* (Tschern.). КУ-1 (2050–2116 м).

Фаменский ярус, верхняя часть, слои с *Quasiendothyra communis* – *Quasiendothyra kobeitusana*. Полибиокластовые пеллоидные известняки с многочисленными многокамерными фораминиферами. КУ-1 (1580,1–1589,2 м), ВК-49 (728,8–796,0 м) и редкими брахиоподами *Cyrtospirifer sibiricus* (Leb.), *C. kobeitusensis* Martynova. ВК-53 (791,6–800,0 м). К этому же стратиграфическому интервалу принадлежат водорослевые известняки с разнообразной ассоциацией альгофлоры, содержащей значительное количество эндемичных видов. КУ-1 (2216–2503,3 м), ВК-55 (глубины 852,0 и 901,0 м), ВК-49 (700,2–719,5 м), Воскресенская-1 [1].

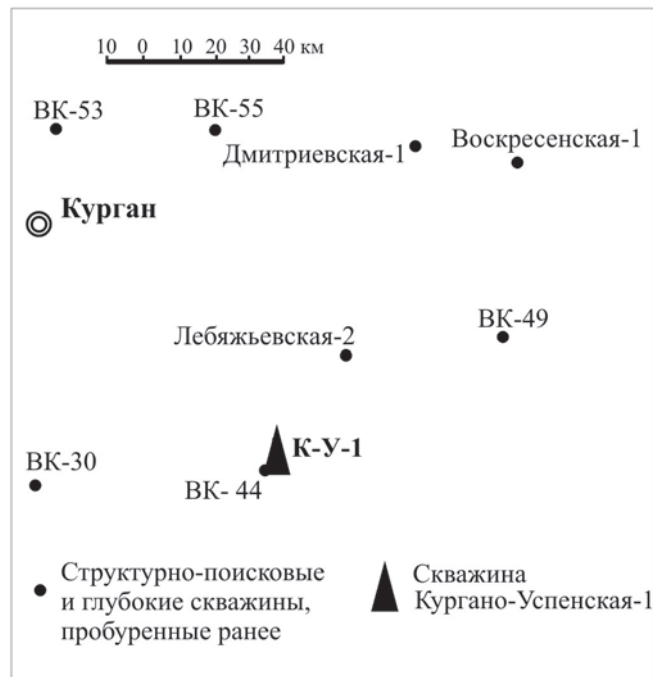


Рис. 1. Схема расположения изученных скважин

Турнейский ярус, нижнетурнейский подъярус. Известняки с однокамерными фораминиферами, в том числе многочисленными *Bisphaera malevkensis* Bir. и редкими брахиоподами *Mucrospirifer* cf. *pseudoposterus* Besn. ВК-53 (784,4–791,6 м). Пачка карбонатно-сульфатных пород, вскрытая в скв. КУ-1 (2115–2216 м) органических остатков не содержит и условно относится к образованиям нижнего турне.

Верхнетурнейский подъярус, слои с *Palaeospiroplectammina tchernyshinensis* – *Endothyra inflata*. В глинистых мшанково-криноидных известняках в скв. ВК-53 (694,3–728,0 м) обнаружен комплекс фораминифер, содержащий зональные формы; в сообществах фораминифер из скв. КУ-1 преобладают представители подрода *Latiendothyra* (1904,8–1910,1 и 1358,7–1369,1 м), здесь же встречены единичные брахиоподы *Mesochorispira* cf. *grimesi* (Hall), *Cleiothyridina kusbassica* Besn. (1904,8–2019,1 м); для отложений из скв. ВК-44 (429,5–541,0 м) характерны многочисленные брахиоподы *Megachonetes zimmermanni* (Раецк.).

Нерасчлененные верхнетурнейский-нижневизейский подъярусы. Глинистые и мшанково-криноидные известняки с редкими брахиоподами *Spirifer* cf. *aschliariki* Sim. КУ-1 (1080,1–1177,0 м).

Нижневизейский подъярус. Глинистые, мшанково-криноидные известняки, спонголиты, песчаники с многочисленными брахиоподами *Plicochonetes* cf. *nalivkiniformis* Aksen. и редкими *Marginatia* ex gr. *mirabilis* Litv. КУ-1 (1009,3–1058,5 м).

Нижневизейский подъярус, верхи. Органогенно-обломочные известняки и известняковые песчаники с многочисленными омфалотисами, эоглобоздотирами, группой *Eoendothyranopsis ermakiensis* (Leb.),

разнообразны архедисциды, особенно группа *Uralodiscus rotundus* (N. Tchern.); единичны брахиоподы *Globosoproductus* sp., *Spirifer* ex gr. *soschkini* Litv. КУ-1 (540,0–557,3 м).

Фаменские известняки осаждались преимущественно во внутренней зоне карбонатного шельфа в условиях относительно нормальной солености. Характер органических остатков и литологические особенности пород свидетельствуют как об активном (биокластовые известняки), так и об относительно спокойном (микритовые известняки, много целых водорослей) гидродинамическом режиме. Фенестры, нередко встречающиеся в изобилии, заставляют предполагать, что в пониженных участках существовал застойный режим.

В раннем турне имело место некоторое обмеление бассейна, местами среди шельфовых образований появляются лагунные фации, представленные доломитами, известняками и ангидритами с прослоями песчаников и глинистых пород. Во время формирования сульфатов в бассейн выносился глинистый и обломочный материал, происхождение которого связано с вулканизмом.

В позднем турне снова намечается углубление и расширение седиментационного бассейна. Получают широкое развитие фации открытого шельфа. Имеет место неправильно линзовидное переслаивание пород с различным соотношением глинистого вещества и плохо сортированных биокластов. Поверхности напластования часто неровные, со следами взмучивания и размыва. Просматриваются две составляющие: фоновая и наложенная. Фоновая представлена глинистым веществом, часто содержащим тонкий раковинный детрит (шлам), реже микрозернистым комковатым и сгустковым кар-

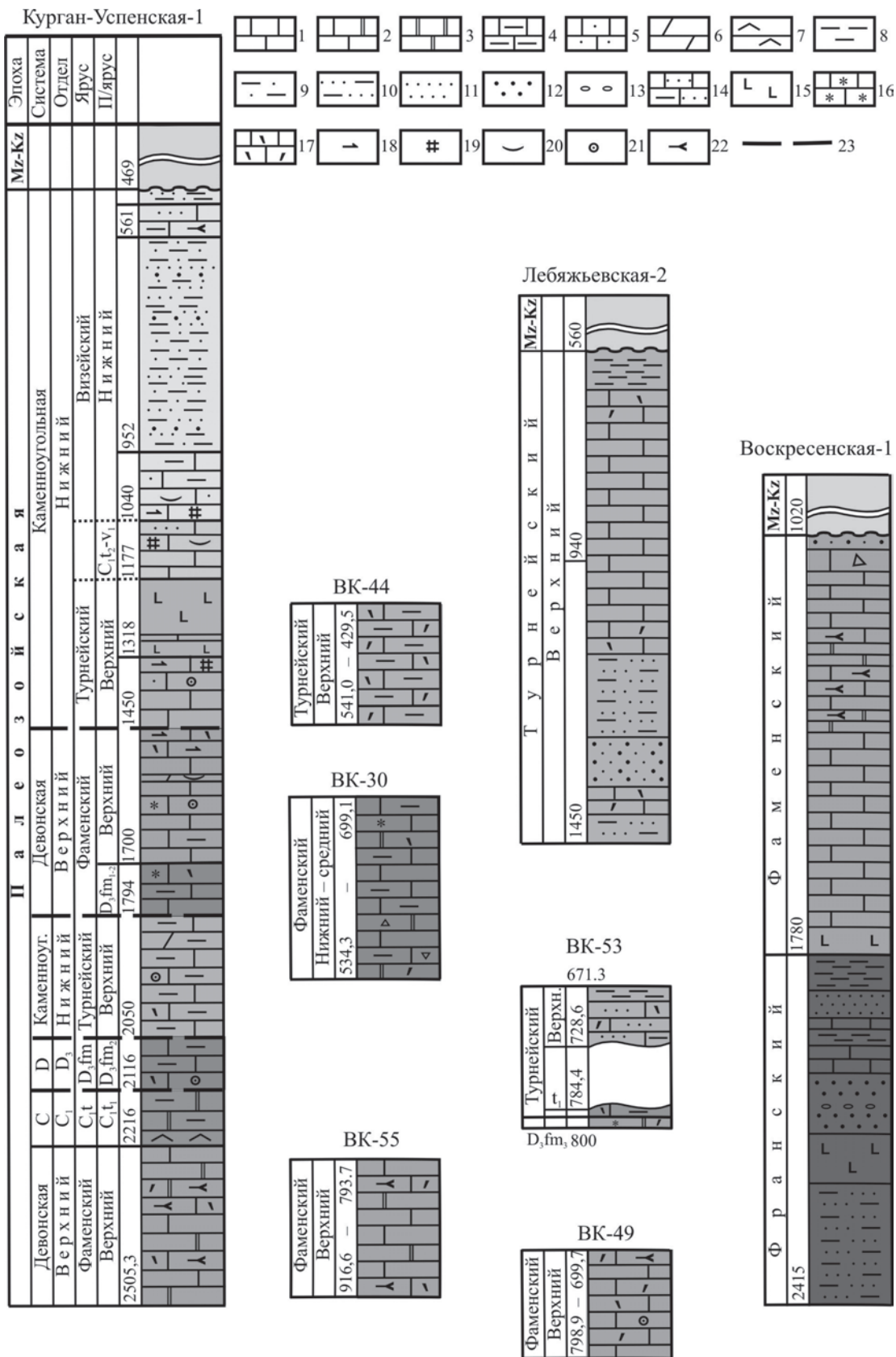


Рис. 2. Стратиграфия интервала верхнего девона – нижнего карбона в изученных скважинах: 1 – известняки; 2 – известняки доломитизированные; 3 – доломиты; 4 – известняки глинистые; 5 – известняки песчанистые; 6 – мергели; 7 – ангидриты; 8 – аргиллиты; 9 – аргиллиты алевритистые; 10 – песчаники глинистые; 11 – песчаники мелкозернистые; 12 – песчаники грубозернистые; 13 – гравелиты; 14 – песчаники известково-глинистые; 15 – базальты, долериты; 16 – известняки пеллоидные; 17 – известняки биокластовые. Органические остатки: 18 – спикулы губок; 19 – мшанки; 20 – брахиоподы; 21 – криноидеи; 22 – водоросли; 23 – линии разломов

бонатом с остатками тонкостенных раковин, водорослей. Вторая компонента – разнообразные биокласты, крупные и мелкие, часто со следами окатанности, а также терригенные силикатные зерна. Характерно, что все скелетные остатки фактически являются сингенетическими, они имеют тот же возраст, что и вмещающая глина. Отсюда можно предположить, что фоновое осадконакопление происходило в пределах глубокой части открытого шельфа, глубже уровня, затронутого обычным волнением. Штормовым волнением в эту зону сбрасывались с органогенных построек остатки разнообразных мелководных организмов, главным образом криноидей. Придонные воды были богаты кислородом, о чем свидетельствует также обильная биотурбация.

Визейские (нижний подъярус) отложения представлены как морскими, так и континентальными фациями. В нижней части толщи это богатые органическими остатками глинистые известняки с небольшой примесью песчаного материала. Второй уровень морских отложений с участием известняков присутствует в верхней части подъяруса. Там соотношения песчаников и карбонатных пород приблизительно равны. Везде много растительного детрита, в том числе крупные обуглившиеся стебли. В средней и верхней частях этого разреза залегают красноцветные песчаники и аргиллиты континенталь-

ного генезиса. Песчаники во всех случаях представлены петрокластическими полевошпатовыми граувакками, по составу незначительно отличающимися от средневерхнедевонских песчаников. Их происхождение, вероятно, связано с усилением вулканической деятельности, с формированием покровов тефры в прибрежной части бассейна, которые потом волнами размывались.

Красноцветные толщи (как девонские, так и нижне-визейская) представлены по большей части отложениями временных потоков и/или небольших постоянных рек. Особенности гранулометрического состава, текстурные элементы и характер растительных остатков свидетельствуют о чередовании в разрезе русловых и пойменных образований таких потоков.

Литература

1. *Богущ О.И., Иванова Р.М., Лучинина В.А.* Известковые водоросли верхнего фанена и нижнего карбона Урала и Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. 202 с.
2. *Илев А.И.* Магматизм и геодинамика области сочленения Урала и Казахстана. Рудный; Костанай, 2008. 500 с.
3. *Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины.* Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.

ЭКОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА ПРЖИДОЛЬСКИХ ОСТРАКОД (ПОЗДНИЙ СИЛУР) ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Е.Д. Михайлова

*Санкт-Петербургский государственный горный институт (Технический университет),
г. Санкт-Петербург, Россия*

Среди многочисленных пржидольских вулканогенно-осадочных формационных комплексов Южного Тянь-Шаня остракодовые захоронения найдены только в осадках мелководных карбонатных формаций. Их формирование связано с относительно небольшими площадями шельфов, существовавшими на окраинах устойчивых континентальных блоков Туркестанского палеоокеана: Каракумо-Таджикского и Кызылкумо-Алайского микроконтинентов и Нуратино-Туркестанских отмелей [1]. Мелководные карбонатные отложения пржидола в Южном Тянь-Шане представлены разнообразными типами фаций. Остракодовые эколого-фациальные сообщества были установлены при изучении широко известных стратотипических разрезов данных геодинамических областей (рис. 1). Для выделения эколого-фациальных сообществ использовались тафономические исследования остракодовых ориктоценозов, учитывающие их связь с литологическими особенностями вмещающих их осадков [5].

Для южно-тяньшанского пржидола установлены 4 типа эколого-фациальных остракодовых сообществ.

Структура этих сообществ является своеобразной: их подавляющая часть представлена группой гладких эндемичных подокопаморф, а типичные для эпиконтинентальных бассейнов палеокопаморфы малочисленны и тоже эндемичны.

1. Эколого-фациальное сообщество открытой лагуны и ее отмелей известно из разрезов Оби-Сафит (лагунные фации) и Чекрыл-Калян (отмельные фации), купрукской свиты, купрукского горизонта в западных отрогах Зеравшанского хр. Разрез Оби-Сафит сложен слоистыми и массивными афонитовыми и зернистыми доломитами и доломитовыми известняками, содержащими многочисленные биостромы довольно однообразных табулят, триплазматид (ругозы), амфипор и строматопорат, а также однообразных угнетенных мелких брахиопод и гастропод. Однообразие и специфический состав макрофауны определены фациальными условиями среды, в которой сформировалась купрукская свита – гигантская мелководная полуизолированная морская лагуна с карбонатной седиментацией, слабо расчлененным рельефом дна, покрытом органоген-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов: 1 – Оби-Сафит; 2 – Чекыл-Калаян; 3 – Аккая; 4 – Мык; 5 – разрезы Тамды-Тау

ными постройками и относительно спокойными гидродинамическими условиями. В разрезе найдено 60 видов остракод. Однако 80% из них представлены единичными экземплярами и захоронены аллохтонно; они были перемещены из биотопов, которые присутствовали на территории лагуны, но были удалены от мест захоронения и не представлены в изученном разрезе (3,5). К видам, связанным с биотопами разреза Оби-Сафит, можно отнести только менее 20% видов: *Rozhdestvenskajites zeravshanensis*, *Nezamyssia diatributa*, *Eukloedenella incerta*, *Longiscula athletica*, *Pseudorayella dzhausensis*, *Microcheilinella obisafitica*, *Cavellina(?) idonea*, *Tubulibairdia ordinaria*, *Sulcatiella magna*, *Bashkirina sp.*, *Bairdiocypris erinae*.

Эти виды присутствуют почти во всех изученных захоронениях, входя в субавтохтонную или аллохтонную части. Выделяются 4 группы биотопов, в которых найдены многочисленные субавтохтонные остракодовые захоронения данных видов: 1) микритовые доломитовые известняки внутри амфипорово-ругозовых и строматопоратовых биостромов. Доминантным видом является *Longiscula athletica*, субдоминантным – *Pseudorayella dzhausensis*; 2) микрит-биоспаритовые доломитовые известняки, заполняющие пространство между ругозовыми и табулятово-ругозовыми биостромами и содержащие мелкие гастроподы. К субавтохтонной части захоронений относятся *Cavellina(?) idonea*, *Micricheilinella obisafitica*, *Tubulibairdia sp.* Доминантный вид отсутствует; 3) комковатые волнисторасслоенные разнозернистые пятнистые доломитовые известняки с мелкими гастроподами. Доминантным видом является *Rozhdestvenskajites zeravshanensis*, субдоминантным – *Eukloedenella incerta* и *Longiscula athletica*; 4) полосчатые и пятнистые микритовые доломитовые известняки с редкими брахиоподами и криноидным детритом. Доминантный вид отсутствует. Субавтохтонная часть захоронений представлена *Ro-*

zhdestvenskajites zeravshanensis, *Eukloedenella incerta*, *Pseudorayella dzhausensis*, *Cavellina (?) idonea*.

Наиболее эврифациальными и распространенными видами являются *Eukloedenella incerta*, *Rozhdestvenskajites zeravshanensis*, *Pseudorayella dzhausensis*. Для последних двух видов наиболее благоприятными были биотопы мягких карбонатных илов с брахиоподами и микрит-биоспаритовые грунты с гастроподами. Отсутствуют специфические ассоциации остракод, связанные с органогенными постройками. Систематический состав остракодовой биоты в большинстве своем эндемичен. Преобладают подакопаморфы, наиболее распространены лонгискулы, псевдораеллы, бердииды и микрохейлинееллы. Раковины большинства остракод имеют гладкую поверхность и отличаются гигантизмом.

Комплекс остракод из отмельных отложений (слоистые биокластические доломитовые известняки с прослоями органогенно-обломочных и глинисто-карбонатных разностей, разрез Чекыл-Калаян) в видовом отношении сходен с обисафитским, но значительно отличается от лагунного комплекса по соотношению количества экземпляров подокопаморф, платикопаморф и палеокопаморф – количество экземпляров палеокопаморф увеличивается в 3 раза, уменьшается количество лонгискулид и псевдораелл, почти исчезают раковины гигантских размеров.

2. Эколого-фациальное сообщество нижней части склона карбонатной органогенной постройки изучено из верхней подсвиты аккаяжской свиты рабашского горизонта в разрезе Аккая, хр. Северный Нуратау. Подсвита сложена циклически построенной толщей биокластических известняков с прослоями пелмикритовых и комковатых разностей. Характерно градиционное распределение био- и литокластического материала внутри пластовых отдельностей и их отсутствие в кровле отдельностей. Циклы состоят из двух составляющих – слоистых пелмикритовых

известняков и биокластических массивных известняков. Толщи сформировались на мористом склоне карбонатной органогенной постройки в средней зоне шельфа в условиях нормальной солености и спокойного гидродинамического режима, периодически нарушавшегося волновыми и штормовыми явлениями. Органогенно-обломочный материал сносился с органогенной постройки на небольшие глубины открытого мелководного шельфа. Микритовые породы накапливались в перерывах между штормами. Породы содержат многочисленные и разнообразные табуляты, ругозы, брахиоподы, остракоды, реже строматопораты, водоросли и граптолиты. Остракодовые скопления встречаются во всех частях литологических ритмов, но их доминирование приходится на начало ритмов – микрокомковатые слоистые пелмикритовые известняки. Эти захоронения относятся обычно к субавтохтонному типу, содержащему представителей бентосных и нектобентосных видов. В градационно-слоистых био- и литокластических известняках верхней части ритма присутствуют только аллохтонные захоронения преимущественно бентосных форм. Верхнеаккаякский остракодовый комплекс представлен 23 видами, 88% которых принадлежат к подокопаморфам.

В эколого-фациальное сообщество входят *Cavellina(?) idonea*, *Longiscula* aff. *smithii*, *Turiella spinosa*, *Microcheilinella moderata*, *Bairdia(?) ettkysensis*, *Bairdia* sp. 4, *B(?)* sp. 5, *Bairdiocypris simplex*, *B(?) ovatus*, *Pseudorayella fragilis*, *Saumella nitida*, *S. fastiata*, *Acanthoscapha alata*. Отличительными чертами данного сообщества являются относительно небольшое таксономическое и морфологическое его разнообразие, а также наибольшее среди пржидольских ассоциаций количество подокопаморф, среди которых преобладают подокопиды, и почти полное отсутствие палеокопаморф и платикопаморф. Среди подокопаморф преобладают представители родов *Bairdia*, *Bairdiocypris* и лонгискулиды.

3. Эколого-фациальное сообщество остракод верхней части открытого шельфового склона установлено из отложений нижней подсвиты зааминской свиты, рабкашского горизонта разреза Мык, Мальгузарские горы [2]. Это сообщество распространено в илистых и био- и литокластических осадках, на которых существовали редкие биоморфные постройки. Среда характеризуется разнообразными фациальными обстановками и гидродинамическими условиями. Это сообщество выделяется многочисленностью и наибольшим видовым разнообразием среди пржидольских остракодовых сообществ Южного Тянь-Шаня. Для него характерно присутствие большого количества палеокопаморф и платикопаморф, многообразных микрохейлиnell и бедность лонгискулид. Размеры раковин мелкие и средние.

Сообщество состоит из *Sulcatiella plana*, *Nezamyslia distributa*, *Malguzaria sarvi*, *Moierina utansaensis*, *Yukonibeyrichia* sp., *Rohdestvenskajites messleriformis*, *Neoaparchites* sp., *Uchtovia* sp. *M*, *Eoevlanella malgu-*

zarica, *Cavellina(?) idonea*, *Microcheilinella moderata parva*, *M. m. moderata*, *M.sp.M-1*, *M.sp.-2*, *Tubulibairdia ordinara*, *T. sp.M-1*, *Turiella sp.A*, *Longiscula* sp.3, *Bairdia (?) ettkysensis*, *Bairdiohealdites parva*, *Bekena* sp., *Acanthoscapha alata*, *Pseudorayella fragilis*, *P. dzauzensis*, *P. scala*, *Saumella triangulata*, *S. nitida*.

В составе данного эколого-фациального сообщества установлены 3 типа ориктоценозов, связанных с разными фациальными обстановками: 1) микритовых известняков и доломитовых известняков спокойных участков нижней части шельфа. Видовой состав ассоциации многообразен, но малочислен по количеству экземпляров. Автохтонные захоронения известны только для видов *Tubulibairdia ordinara*, *T. sp.M-1*, *Microcheilinella* sp.M-1, *Cavellina(?) idonea*. Их биотопами являются мягкие микритовые илы; 2) кораллового биострома, представляющего собой слоистую органогенную постройку, состоящую из горизонтов массивных табулят, реже строматопорат, чередующихся с прослоями глинистых биоспаритовых и органогенно-обломочных известняков. Наиболее обильные скопления остракод присутствуют в органогенно-обломочных разностях, где они образуют остракодовые ракушняки. С этими разностями связаны биотопы *Sulcatiella plana*, *Malguzaria sarvi*, *Tubulibairdia* sp.M-1, *Microcheilinella moderata parva*, *Cavellina(?) idonea*, *Acanthoscapha alata*, *Pseudorayella fragilis*; 3) спаритовых и биоспаритовых известняков, образовавшихся в средней части шельфа при непостоянных гидродинамических условиях. В породах присутствуют многочисленные обломки криноидей, брахиопод и гастропод. Остракодовые захоронения состоят из небольшого количества экземпляров, но очень изменчивы по количеству видов. Захоронения содержат как виды, жившие в спокойных гидродинамических условиях (биотоп *Eoevlanella malguzarica*), так и виды, жившие при активной гидродинамике (биотоп *Microcheilinella* sp.M-2, *Septiferina (?) seranina*, *Eoevlanella malguzarica*).

4. Эколого-фациальное сообщество остракод узкого прибрежного шельфового мелководья и окраины шельфа изучено из коскудукской и лемсачинской свит рабкашского горизонта в разрезах Актау и Бальпактау гор Тамдытау [3, 4]. Сообщество распространено в биокластических и биоморфных карбонатных осадках, сформированных в активных гидродинамических условиях шельфового мелководья. Из пржидола Тамдытау известно около 60 видов остракод, образующих автохтонные и аллохтонные скопления. Отличительными чертами раковин данного сообщества являются их крупные размеры, гладкая поверхность, а также присутствие среди них относительно большого количества вздутых или уплощенных форм. Таксономический состав характеризуется преобладанием метакопид над подокопидами, отсутствием в нем платикопаморф, значительным развитием лонгискулид и присутствием немногочисленных палеокопаморф и миодокопаморф.

В сообщество входят *Bingeria(?)* sp.A, *Ochesaarina(?)* *ovata*, *O. compacta*, *Thipsura(?)* *dubia*, *Tubulibairdia robusta*, *Newsomites striatus*, *Latella jak-sanensis*, *Longiscula vialovi*, *L. aff. meriskorica*, *Silenis kimi*, *Altibairdia tamdyensis*, *Bairdia* sp. A, *Bairdiacypris koskudukensis*, *Bairdiocypris aktauensis*, *Pseudorayella fragilis*, *Cypridina tamdyensis*.

Обильные захоронения остракод связаны с органическими постройками окраинной и средней части шельфа, а также зонами подводных течений. Часто присутствуют захоронения из зон шельфового мелководья с активной гидродинамической связью с пелагической областью палеоокеана, о чем свидетельствует присутствие в них пелагических миодокопаморф (*Cypridina tamdyensis*). С зонами течений связаны биотопы *Thipsura(?)* *dubia*, *Longiscula vialovi*.

Ориктоценозы остракод известны из водорослево-строматопоратовых, рогозово-криноидных и кораллово-строматопоратовых построек. Они присутствуют как в самом биогермном теле, так и в его шлейфе. Захоронения остракод в телах биогермов приурочены к комковатым глинистым известнякам, заполняющим пространство между каркасостроящими организмами. С водорослево-строматопоратовыми постройками связаны биотопы *Ochesaarina(?)* *ovata*, *Tubulibairdia robusta*, *T. ordinara*, *Longiscula(?)* *aff. meriskorica*, *Altibairdia tamdyensis*, *Bairdiacypris koskudukensis*, которые селились в мягких илистых грунтах, содержащих отдельные биокласты. В шлейфовой части этих построек захоронения остракод более разнообразны по составу и приурочены к глинистым известнякам с многочисленными био- и литокластами. Здесь существовали биотопы *Tubulibairdia ordinara*, *Altibairdia tamdyensis*, *Bairdiocypris aktauensis*. С рогозово-криноидными постройками связаны биотопы мелких однообразных подокопаморф. В кораллово-строматопоратовых постройках

доминируют *Bairdiocypris aktauensis*, *Ochesaarina(?)* *ovata*, *Latella jak-sanensis*, *Newsomites striatus*.

Пржидольские эколого-фациальные сообщества остракод Южного Тянь-Шаня отличаются разнообразием и эндемичностью большинства видов. Ведущей группой этих сообществ являются гладкие подокопаморфы.

Активные тектонические перестройки внутри Туркестанской палеоокеанической структуры в конце силура привели к исчезновению ряда остракодовых биотопов и вследствие этого – эколого-фациальных остракодовых сообществ. В раннем девоне неизвестны эколого-фациальное сообщество открытой лагуны, ее отмели и узкое прибрежное шельфовое мелководье. Продолжали существовать сообщества карбонатного шельфового склона, шельфовой окраины; вновь возникли сообщества карбонатной платформы, внутришельфового поднятия и рифовых комплексов.

Литература

1. Биске Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд.-во СПб. ун-та, 1996. 190 с.
2. Михайлова Е.Д. Остракоды пограничных отложений силура и девона Мальгузарских гор (Средняя Азия). // Зап. ЛГИ. 1972. Т. LXIII, вып. 2. С. 30–42.
3. Михайлова Е.Д. Распространение остракод в пржидоли Южного Тянь-Шаня // Ежегодник ВПО. 1981. Т. XXIV. С. 127–142.
4. Михайлова Е.Д. Остракоды в эколого-фациальных обстановках пржидоли массива Тамды-Тау (Кызылкумские возвышенности) // Тезисы докладов XLV сессии Палеонтологического общества. СПб., 1999. С. 49–50.
5. Михайлова Е.Д. Роль тафономических исследований в установлении биотопов и эколого-фациальных сообществ силурийских и раннедевонских остракод Южного Тянь-Шаня // Зап. СПГГУ. СПб.: Изд.-во СПГГИ(ТУ), 2009. Вып. 183. С. 32–39.

ДВУСТВОРКИ ГРАМОТЕИНСКОЙ СВИТЫ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Ю.С. Папин, О.Ю. Устьянцева

Тюменский государственный нефтегазовый университет, г. Тюмень, Россия

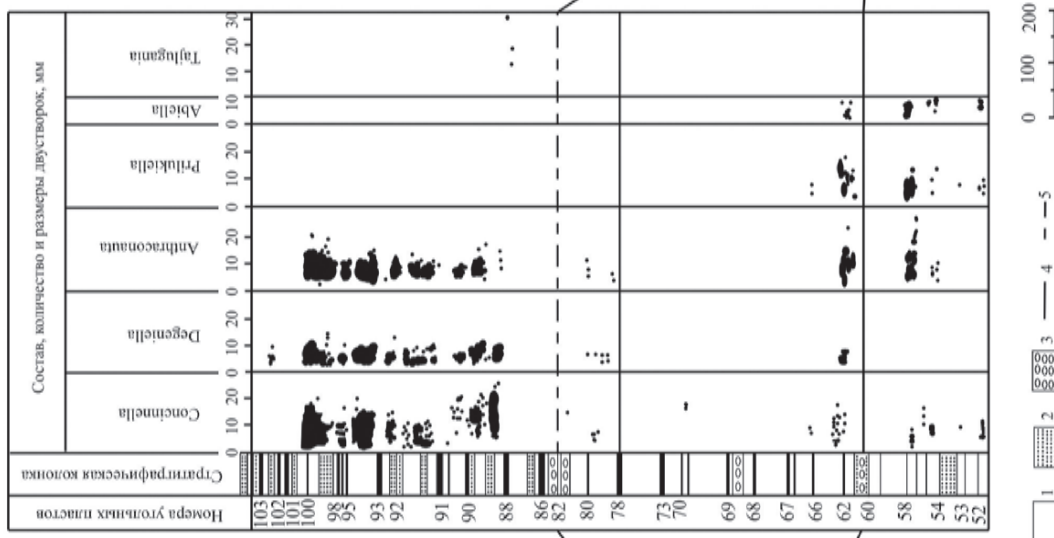
Грамотеинская свита входит в состав ерунаковской подсерии Кузбасса, перекрывается тайлуганской и подстилается ленинской свитами, также входящими в состав данной подсерии. Мощность свиты составляет 400–500 м. Эта наиболее угленасыщенная часть кольчугинских отложений. В соответствии с синонимикой угольных пластов в стратотипическом разрезе за нижнюю границу грамотеинской свиты принят угольный пласт 60, а за верхнюю – 78.

Несмотря на столетнюю историю изучения двустворок угленосных отложений бассейна, первая публикация по ним принадлежит Т.Р. Джонсу [4],

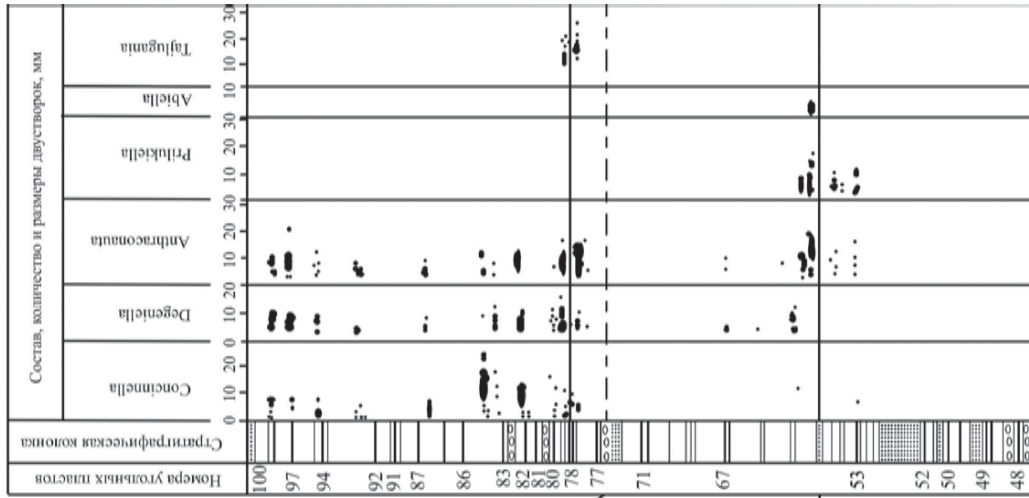
эволюция данной биоты в грамотеинское время остается белым пятном на фоне довольно хорошо изученных двустворок всех остальных свит угленосной толщи Кузбасса. Дело в том, что лишь в Терсинском районе Кузбасса двустворки распространены по всему разрезу грамотеинской свиты, тогда как во всех остальных районах они встречены лишь в основании свиты (интервал пластов 60–64) и в самой ее верхней части (рис. 1).

На рисунке одновременно показаны не только таксономический состав и количество двустворок, но и их размеры. Это достигается тем, что любая

Ж



Н



Т

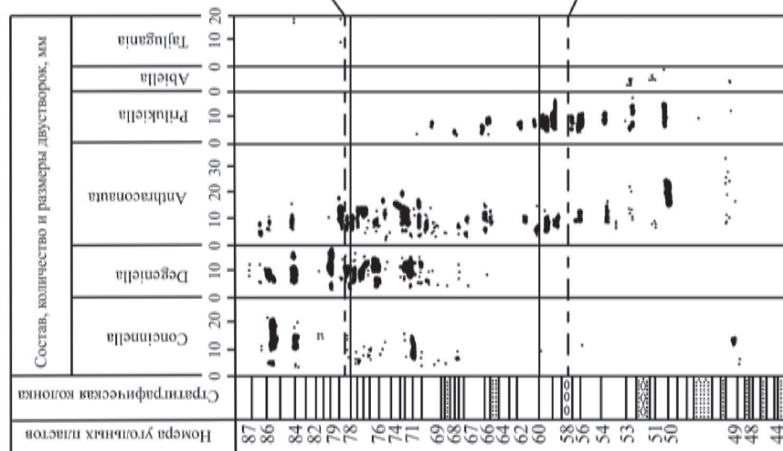


Рис. 1. Особенности распространения двусторок в грамоченской свите: 1 – переслаивание артиллитов и алеролитов; 2 – песчаник; 3 – конгломерат; 4 – принятые границы грамоченской свиты; 5 – предлагаемые границы грамоченской свиты.
Разрезы угольных месторождений: Т – Густурское и Средне-Терсинское, Ж – Жерновское, Н – Нарыкское

окаменелость обозначается точкой, удаленной от нулевой линии на расстояние, соответствующее размеру раковины. Если окаменелостей встречено много, то точки, сливаясь, образуют пятно определенной конфигурации на том или ином стратиграфическом уровне. В настоящее время все палеонтологи представляют особенности распространения окаменелостей в разрезе в виде того или иного обобщения их количества. Две формы такого обобщения представлены на рис. 2. Одна из них отражает особенности изменения количества конциннелл по разрезу более адекватно, а вторая – менее, но обе они отражают их значительно приближенной, чем форма, используемая в настоящей работе и в свое время предложенная Ю.С. Папиным [3], когда наряду с количеством показывались и размеры окаменелостей.

С использованием размеров, как оказалось, более определенно фиксируются границы естественных ритмов осадконакопления. В приводимом примере (рис. 2) в интервале пластов 88–91 снизу вверх уменьшаются и количество, и размеры раковин, в интервале пластов 91–93 характер изменения этих параметров зеркально обратный интервалу 88–91. Таким образом, пласт 91 должен быть принят как пограничный между двумя соседними однопорядковыми ритмами. В нижнем из них наиболее

бассейновые (трансгрессивные) фации наблюдаются непосредственно над пластом 88, где кроме конциннелл встречаются тайлугании, покрытые белой известковой пленкой. Если ограничиться только интервалом пластов 88–91, то бассейновые фации подчеркиваются также наиболее крупными и многочисленными конциннеллами.

В Терсинском районе по разрезу свиты состав двустворок заметно меняется. В нижней части, интервале пластов 60–64, широко развиты прилукиеллы, достигающие средних размеров (10–12 мм), встречаются абиеллы. Выше по разрезу последние совершенно отсутствуют, а прилукиеллы становятся все более редкими и мелкими. На уровне угольных пластов 70–71 они совсем исчезают и выше уже не встречаются. В верхней части грамотеинской свиты распространены антраконавты и конциннеллы.

Представители этих родов хотя и встречаются по всему разрезу грамотеинской свиты, но в нижней части они редки. На этом основании разрез свиты отчетливо расчленяется на два горизонта. Комплекс двустворок нижнего из них предлагается назвать прилукиелловым, по достаточно широкой встречаемости в нем прилукиелл, а верхнего – дегениелловым по широкому развитию в нем представителей *Anthraconauta (Degeniella)*. Широко распространены в обоих

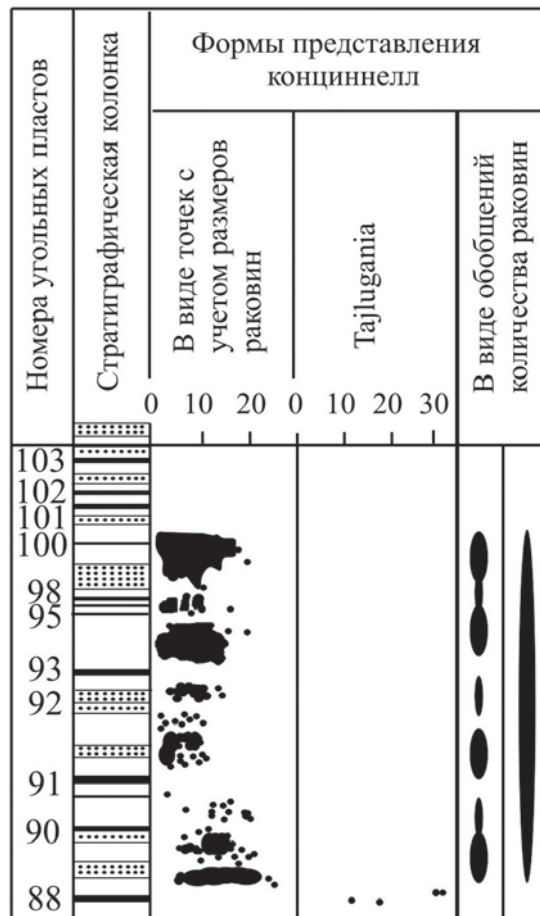


Рис. 2. Формы представления особенностей распространения окаменелостей в разрезе

комплексах типичные антраконавты. Редко встречаются окаменелости родов *Palaeonodonta Amalitsky* и *Tajlugania Papin*.

Грамотеинское время интересно тем, что здесь происходит вымирание двух родов кольчугинских двустворок: прилукиелл и абиелл. Причем в разрезе Тустуерского и Средне-Терсинского месторождений Терсинского района (см. рис. 1), где, как было отмечено выше, двустворки распространены по всему разрезу грамотеинской свиты (интервалу пластов 60–78), вымирание идет эволюционно и выражается в постепенном уменьшении общего количества, размеров и таксономического разнообразия их. В верхней трети разреза грамотеинской свиты Тустуерского и Средне-Терсинского месторождений, интервале пластов 71–78, прилукиеллы отсутствуют. Этим данная часть разреза резко отличается от остальной.

В остальной части Кузнецкого бассейна, в частности в приводимых на рис. 1 разрезах Жерновского и Нарыкского месторождений, прилукиеллы вымирают катастрофически, т.е. будучи еще представленными многочисленными и сравнительно крупными особями (до 20 мм). В упомянутых разрезах они широко распространены в основании грамотеинской свиты, интервале пластов 62–64, в виде единичных и мелких экземпляров поднимаются до уровня пласта 66 и полностью отсутствуют в выше залегающей толще (рис. 1).

Наряду с прилукиеллами в грамотеинской свите вымирают и абиеллы, широко распространенные в нижележащих отложениях ленинской, ускатской и казанково-маркинской свит. Во всех районах Кузнецкого бассейна они вымирают катастрофически в самом основании свиты, т.е. интервале пластов 60–62 (см. рис. 1). Прилукиеллы прослеживаются до 66-го, а в Терсинском районе – до 71-го пласта.

Имея в виду вымирание двух родов, типичных представителей кольчугинской биоты двустворок, грамотеинское время следует рассматривать подготовительным этапом или началом вымирания этой биоты в целом, которое произойдет на границе вышележащей тайлуганской свиты с триасом. О готовящейся коренной перестройке биоты на рубеже перми и триаса, палеозоя и мезозоя свидетельствует и факт появления в пограничном между грамотеинской и тайлуганской свитами интервале нового рода *Tajlugania*, широко распространенного в триасе.

Грамотеинская свита представляет собой завершенный ритм осадконакопления. Нижняя граница свиты, принятая в стратотипическом разрезе по пласту 60, в разрезе Жерновского месторождения представлена конгломератами, непосредственно над которыми двустворки многочисленны, разнообразны и достигают довольно крупных размеров (до 20 мм) (см. рис. 1). Это самые бассейновые фации в грамотеинской свите этого разреза. Хотя морских обстановок не было в грамотеинское время, но эти фации вполне можно рассматривать как гомолог трансгрессивных фаций и говорить о максимуме трансгрессии (об-

воднения) именно в начальный этап грамотеинского времени.

В разрезе Нарыкского месторождения нижняя граница грамотеинского ритма осадконакопления также фиксируется наиболее трансгрессивными фациями, что подчеркивается максимально обильными и крупными двустворками. В меньшей степени данная граница выражена литологически – бассейновые фации подстилаются в этом разрезе лишь маломощной пачкой песчаников, конгломераты же отсутствуют.

В разрезе Тустуерского и Средне-Терсинского месторождений нижнюю границу грамотеинской свиты следует несколько опустить и проводить ее по конгломератам у пласта 58 (см. рис. 1, 3). Непосредственно над конгломератом располагаются наиболее трансгрессивные фации, легко узнаваемые по обильному распространению прилукиелл.

Верхняя граница грамотеинской свиты наиболее определенно устанавливается в разрезе Нарыкского месторождения. Нами она проведена по конгломератам, подстилающим 77-й угольный пласт, т.е. опущена несколько ниже принятой границы (см. рис. 1, Н).

Это обосновано тем, что над предложенным уровнем развиты трансгрессивные фации, знаменующие начало нового, тайлуганского, ритма осадконакопления. Трансгрессивный характер основания тайлуганской свиты выражен более убедительно, чем таковой основания грамотеинской свиты. В частности, здесь встречены достаточно многочисленные тайлугании – униообразные раковины, покрытые белым раковинным веществом. В ряду двустворок, распространенных в разрезах данных месторождений, они являются самыми глубокководными, а лучше сказать – самыми бассейновыми. Это подчеркивается и довольно толстым белого цвета раковинным веществом, сохранившимся на окаменелостях этого рода.

Руководствуясь тем же принципом проведения рубежей в осадконакоплении, т.е. по наиболее грубым осадкам (конгломератам), подстилающим наиболее трансгрессивные фации, верхняя граница грамотеинской свиты в разрезе Жерновского месторождения должна быть заметно приподнята. Предлагается ее проводить примерно по 82-му пласту, а не 78-му, как это принято в настоящее время (см. рис. 1, Ж). В вышележащем интервале двустворки многочисленны, а в его основании встречены тайлугании.

В разрезе Тустуерского и Средне-Терсинского месторождений верхнюю границу грамотеинской свиты следует незначительно приподнять и проводить ее в средней части интервала между пластами 78 и 79. До этого уровня двустворки уменьшались в размерах вверх по разрезу, а непосредственно над ним они максимально крупные и, кроме того, содержат редкие тайлугании, т.е. это наиболее трансгрессивные фации данного интервала.

По особенностям распространения прилукиелл грамотеинскую свиту Кузбасса можно сопоставить с нижнетатарским подъярусом Поволжья, имея в виду,

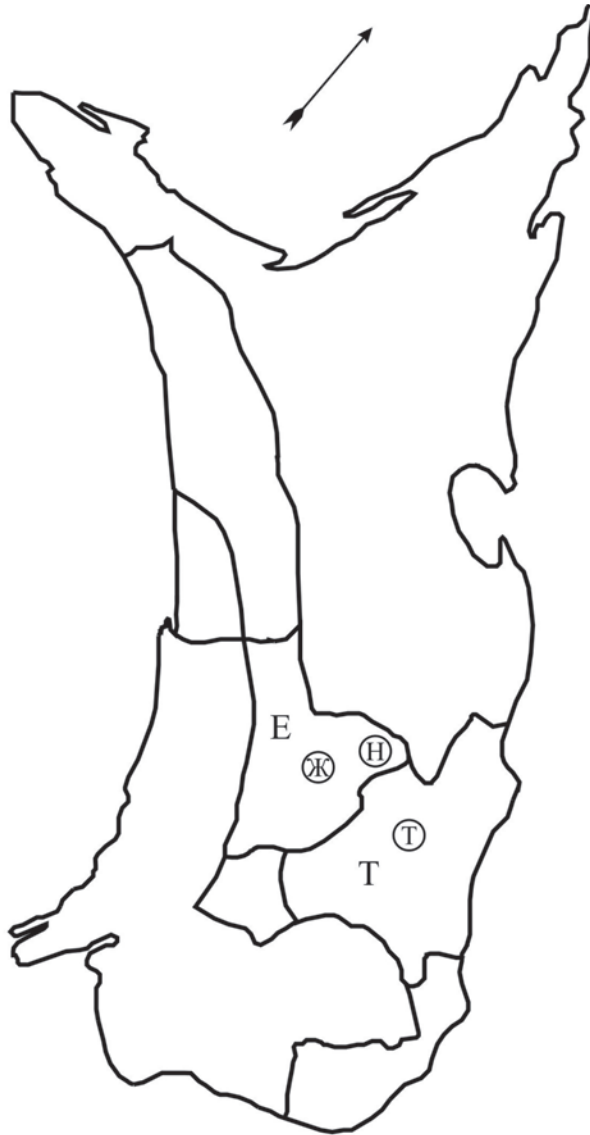


Рис. 3. Схема расположения Тустуерского, Жерновского и Нарыкского месторождений в Кузнецком бассейне. Геолого-экономические районы: Е – Ерунаковский; Т – Терсинский. Угольные месторождения: Т – Тустуерское и Средне-Терсинское; Н – Нарыкское, Ж – Жерновское

что вышележащая тайлуганская свита, где совсем нет остатков этого рода, будет отвечать верхнетатарскому подъярису. По данным Г.В. Кулевой [1, 2], прилукиеллы еще есть в нижнетатарских отложениях Севера Европейской части России, Поволжья, Актюбинского, Оренбургского и Башкирского Приуралья, но нигде их нет в верхнетатарском подъярису.

Литература

1. Кулева Г.В., Молин В.А., Твердохлебов В.П. Каталог местонахождений двустворчатых моллюсков и листоногих в пермских и триасовых отложениях Оренбургского и Башкирского Приуралья. Саратов: Изд-во СГУ, 1967. 77 с.
2. Кулева Г.В. Цивильский комплекс двустворок из татарских отложений Юго-востока Русской платформы и его стратиграфическое значение // Доклады АН СССР. Сер. Геология. 1971. Т. 200, № 3. С. 680–681.
3. Папин Ю.С. Фаунистические ритмы в кольчугинской серии Кузбасса и их палеогеографическая природа // Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого: Тр. XXII сессии Всесоюз. палеонтологического общества. Л., 1983. С. 81–93.
4. Jones T.R. On some Carboniferous shale from Siberia // Geological Magazine. New series. 1901. Decade IV. Vol. VIII. P. 433–436.

ПЕЛАГИЧЕСКАЯ БИОИНДЕКСАЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ЕГО ШЕЛЬФОВЫХ МОРЕЙ

Н.В. Сенников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Среди традиционно используемых для определения палеообстановок осадконакопления палеобиологических критериев, являющихся частными примерами биоиндексации, следует отметить: а) таксоны (какой-либо группы) – жизненные формы которых могут являться индикаторами обстановок их обитания; б) стенобионтные таксоны (видовые, родовые какой-либо группы) как индикаторы среды обитания; в) остатки скелетов организмов как составляющая породной ассоциации (например, ракушняки); г) группы организмов, имеющие специфический состав скелета (например, кремнистый), «косвенно» указывающий на палеосреду обитания таких организмов.

Прежде чем приступить к изложению принципов пелагической биоиндексации обстановок седиментации (т.е. процессов осадкообразования на дне палеобассейна), следует отметить, что необходимо принять постулат о том, что площадь, занимаемая танатоценозом пелагических групп на дне бассейна, близка по площади к вертикальной проекции пелагической биоты на эту поверхность. Так же как аксиомы, принимаются три положения: 1) в геологической летописи удастся наблюдать (используя многочисленные методы извлечения из породы палеонтологических объектов) большинство из существовавших в прошлом биот (и групп фауны); 2) в палеозое не происходили какие-либо неизвестные науке (по объектам современных морей и океанов) взаимоотношения пелагических групп друг с другом и со средой обитания; 3) не существует геологических объектов, характеристики которых могли бы полностью изменить выявленные и рассматриваемые ниже закономерности взаимоотношений биотических и абиотических компонентов среды.

«Понятийная база»

Биоиндикаторы – какая-либо группа организмов (или определенные таксоны такой группы организмов), позволяющие на основе обобщения многочисленных данных о закономерностях их приуроченности к конкретным седиментационным и геодинамическим обстановкам решать обратную задачу, т.е., восстанавливать условия осадконакопления в палеобассейне и историю его развития. Это понятие как частный случай включает в себя термин *фацциально-приуроченные фаунистические комплексы* – разновозрастные, но различающиеся по набору таксонов комплексы какой-либо группы

фауны, остатки которых встречаются в определенных породах, характерных для какой-либо одной или нескольких обстановок седиментации.

Биоиндикаторные группы – какая-либо группа организмов (точнее определенные таксоны такой группы организмов), развивавшаяся непосредственно в конкретной седиментационной обстановке (или в двух и более генетически близких обстановках) или в толще воды над такой обстановкой. Не следует смешивать с широко употребляемым понятием *биофацция* различные по набору таксонов, но разновозрастные комплексы с преобладанием определенных родов, реже видов (характеризуется не только появлением одних таксонов и исчезновением других, но и процентным отношением таксонов).

Биоиндикаторные группы организмов можно разделить на условные группы:

I. Индикаторная группа – группа организмов (или определенные таксоны такой группы организмов), нахождение которой однозначно указывает на единственную (или две генетически близких) седиментационную или геодинамическую обстановку.

II. Базовая группа – группа организмов, доминирующая по численности экземпляров в конкретной седиментационной обстановке

III. Транзитная группа – группа организмов, встречающаяся в многочисленных седиментационных обстановках. Для специфических обстановок, в которых в силу воздействия лимитирующих факторов большинство групп организмов существовать не могут, какая-либо транзитная группа может быть использована как специфический биоиндикатор (**специфическая транзитная группа**).

Биоиндикаторный анализ южно-сибирских пелагических палеобиот

Среди пелагических биоиндикаторных групп организмов – маркеров обстановок седиментации, непосредственно не связанных с дном бассейнов в Палеоазиатском океане и в его шельфовых морях на юге Сибири, на ранне-среднепалеозойском хроностратиграфическом срезе известны: 1) акритархи – микрофитопланктонные первичные продуценты; 2) хитинозои – микрозоопланктонные первичные консументы (фильтраторы); 3) радиолярии – микрозоопланктонные первичные консументы (хищники); 4) граптолиты – макрозоопланктонные консументы (фильтраторы); 5) протоконодонты; 6) конодонты –

микронектонные консументы (поглотители взвесей); 7) икhtiофауна – макронектонные и нектобентосные вторичные консументы; 8) аммоноидеи – макронектонные вторичные консументы; 9) наутилоидеи – нектобентосные вторичные консументы [1].

Базовыми группами в пелагических палеозойских популяциях (с учетом таксономического разнообразия, но без учета числа экологических ниш и ареалов географического распространения) для всей гаммы седиментационных обстановок являются: ранний кембрий – микрофитопланктонные – акридархи и микрозоопланктонные радиолярии; средний и поздний кембрий – микрозоопланктонные радиолярии, а также ряд эфемерных групп и эволюционных предшественников макронектона; ордовик – микрофитопланктонные хитинозои, микрозоопланктонные радиолярии, макрозоопланктонные граптолиты, микронектонные конодонты, макронектонные наутилоидеи, телодонты; силур – микрофитопланктонные хитинозои, макрозоопланктонные граптолиты, макронектонные тентакулиты, остеростраки, пластинчато-кожие и хрящевые рыбы; ранний девон – микрофитопланктонные хитинозои, микронектонные конодонты, макронектонные агониатиты, хрящевые и костные рыбы; поздний девон и ранний карбон – микрозоопланктонные радиолярии, микронектонные конодонты, макронектонные костные и хрящевые рыбы, гониатиты, клименииды.

Для **черносланцевых** обстановок седиментации в условиях развития придонных застойных вод с сероводородным заражением на относительно глубоких впадинах шельфа планктонные **граптолиты** являются **базовой группой** и **специфической транзитной группой**. При этом их танатокомплексы имеют относительно равномерное площадное распространение и представлены обильным числом колоний с богатым таксономическим разнообразием. **Базовой группой** и **специфической транзитной группой** танатокомплексы **граптолитов** являются для обстановки сероцветной терригенной седиментации **флишоидного** типа на глубоком шельфе. В этой обстановке для них характерна низкая численность и низкое таксономическое разнообразие, при локальном распределении по площади.

В **зарифовых** палеобассейнах сероцветной **глинисто-алевритовой** седиментации планктонные **граптолиты** обычно ассоциируют с танатокомплексами **трилобитов**. **Трилобиты** в этом случае являются **базовой**, а граптолиты – **специфической транзитной группами**. Распространение таких граптолитово-трилобитовых танатоценозов носит неравномерно площадной характер, с таксономически богатыми трилобитовыми танатокомплексами и со средним таксономическим разнообразием граптолитовых танатокомплексов.

Танатокомплексы **хитинозой** обычны для темно- и сероцветных **зарифовых** бассейнов с **глинисто-алевритовым** осадконакоплением, а также темно- и

сероцветных **глинисто-алевритовых** седиментационных **склоновых** (переход от мелкого к глубокому или переуглубленному шельфу) обстановок или для седиментационных обстановок **депресссионных** зон на шельфе. **Хитинозои** являются для таких отложений **базовой** и **специфической транзитной группой**. Вместе с **граптолитами** они составляют **типичную группировку**. Танатокомплексы хитинозой таксономически разнообразны и имеют относительно равномерное площадное распространение. Резко таксономически обедненные комплексы хитинозой с малой численностью экземпляров встречаются в обстановках карбонатакопления **зарифовых** и **межрифовых** зон.

Для многих седиментационных обстановок карбонатакопления **специфической транзитной группой** являются танатокомплексы **конодонтов**, а базовыми группами служат бентосные **брахиоподы, трилобиты, остракоды, табуляты, ругозы, криноидеи**. Для карбонатных седиментационных обстановок предрифовых и зарифовых палеобассейнов **типичную группировку** составляет **конодонтово-рыбный** (преобладают остатки зубов) аллохтонный танатоценоз. Такой танатоценоз имеет локальное, но равномерно площадное распространение при значительном таксономическом разнообразии обеих групп.

Танатокомплексы **конодонтов**, встречающихся в кремнях, сформировавшихся в относительно неглубоководных условиях на **вулканических дугах**, представлены незначительным числом экземпляров и не богаты в таксономическом отношении. Они могут являться как **базовой**, так и **специфической транзитной группой**. Наблюдается их относительно равномерное площадное распространение на локальных участках.

Танатокомплексы **конодонтов**, приуроченные к глубоководным кремням, образовавшимся на ложе океана (в т.ч. **симаунты**), характеризуются малочисленностью экземпляров и средним таксономическим разнообразием при пятнистом площадном распространении. Для таких обстановок они могут быть **специфической транзитной группой**. Как правило, и для обстановок формирования кремней вулканических дуг, и для обстановок формирования глубоководных кремней вместе с **конодонтами типичную группировку** составляют **радиолярии**, являющиеся для таких обстановок **базовой группой**. Среди **радиолярий** встречаются как эврибатные, так и стенобатные таксоны. Некоторые современные стенобатные родовые таксоны **радиолярий**, достигающие своего численного расцвета и видового разнообразия на глубинах более 2000 м, являются **индикаторной группой** для океанических обстановок седиментации. Танатокомплексы палеозойских **радиолярий** приурочены, главным образом, к обстановкам **кремненакопления на ложе океана** и к обстановкам **кремненакопления на вулканических дугах**. Танатокомплексы **радио-**

лярий вместе с танатокомплексами *кремневых губок* создают устойчивую **типичную группировку**. Могут формировать радиоляриты.

Кроме анализа обстановок седиментации по пелагическим биоиндикаторам можно предложить специальное рассмотрение устойчивых группировок радиолярий, конодонтов, а также сопутствующих им бентосных групп (кремневые губки и др.) с позиций оценки объединенных единой **геодинамической обстановкой** генетически близкой серии обстановок седиментации.

Для геодинамических обстановок гидротермальных полей в районах MORB (COX) **индикаторной и базовой группой** являются *радиолярии* с малой численностью и со средним таксономическим разнообразием, а **транзитными группами** – *конодонты* и *кремневые губки* с редкой численностью и бедным таксономическим разнообразием.

Для геодинамических обстановок ложа океана и симаунтов **специфической транзитной и базовой группой** являются радиолярии – многочисленные до обильных (до радиоляритов), но бедные по таксономическому разнообразию танатокомплексы, с относительно равномерным распределением по площади. **Транзитными группами** для обстановок ложа океана являются: а) *кремневые губки* – многочисленные по числу разрозненных элементов (спикул), но породообразующих (спонголитов) не достигают, они бедны по таксономическому разнообразию, а их танатокомплексы в значительной степени аллохтонны и распределены по площади крайне неравномерно; б) *конодонты* – малочисленные и богатые по таксономическому разнообразию танатокомплексы, с крайне неравномерным пятнистым распределением по площади. **Типичная группировка** для обстановок ложа океана – *радиолярии, конодонты и кремневые губки*. Отметим, что в литературе имеются сведения о распространении пелагических *граптолитов* в обстановках ложа океана [2]. На юге Сибири *граптолитов* в разрезах океанического генезиса пока не обнаружено.

Для геодинамических обстановок вулканических дуг **специфической транзитной группой** являются *радиолярии* – многочисленные и богатые по таксономическому разнообразию танатокомплексы, **базовой группой** – *радиолярии*, редко *трилобиты*. Последние образуют массовые танатокомплексы до ракушняковых банок с богатым таксономическим разнообразием. **Транзитными группами** для геоди-

намических обстановок вулканических дуг являются: а) *конодонты* – танатокомплексы со средней численностью и с богатым таксономическим разнообразием; б) *кремневые губки* – малочисленные и бедные по таксономическому разнообразию танатокомплексы; в) *хитинозои* – танатокомплексы крайней малочисленности, со средним числом таксонов; г) *брахиоподы* – танатокомплексы средней, редко до массовой численности (ракушняковые банки) с бедным таксономическим разнообразием. **Типичная группировка** для вулканических дуг – *радиолярии* и *конодонты*. Для всех групп свойственно неравномерно пятнистое распределение по площади.

Для геодинамических обстановок активных задуговых палеобассейнов **специфической транзитной группой** являются *радиолярии* – многочисленные и богатые по таксономическому разнообразию танатокомплексы, а **базовой группой** – *радиолярии*, редко *брахиоподы* со средним таксономическим разнообразием. **Транзитными группами** для активных задуговых палеобассейнов являются: а) *конодонты* – танатокомплексы со средней численностью и со средним таксономическим разнообразием; б) *трилобиты* – танатокомплексы с малой численностью и средним таксономическим разнообразием; в) *гонииатиты* и *двустворки* – танатокомплексы с малой численностью и малым таксономическим разнообразием. **Типичная группировка** для геодинамических обстановок активных задуговых палеобассейнов – радиолярии и конодонты. Для всех фаунистических групп свойственно относительно равномерное распределение по площади.

Работа поддержана Программой Президиума РАН «Происхождение биосферы».

Литература

1. Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Бахарев Н.К., Родина О.А., Буколова Е.В. Этапы развития пелагической биоты в палеозойских бассейнах юга Сибири // Эволюция органического мира и биотические кризисы. LVI сессия Палеонтологического общества. СПб.: Элексис, 2010. С. 103–104.
2. Finney S.C., Berry W.B.N. Ordovician to Devonian graptolite distributions along the Cordillerian margin of Laurentia // Ortega G. and Acenolaza G.F. (Eds.). INSUGEO, Serie Correlacion Geologica, 18. Proceedings of the 7th International Graptolite Conference & Field Meeting of the International Subcommission on Silurian Stratigraphy. 2003. P. 27–32.

ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЕ КОНОДОНТЫ РАЗРЕЗА КОЖЫМ-109 (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА)

Л.В. Соколова

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Республика Коми

Разрез Кожым-109, расположенный в среднем течении р. Кожым (рис. 1, А), ранее изучался сотрудниками Института геологии КНЦ УрО РАН Т.М. Безносовой (полевые дневники 1988, 1989, 2002 гг.) и А.И. Пашниным (2002 г.). В 2005 и 2009 гг. автором

совместно с П. Мянником разрез послойно описан и опробован на конодонты.

В результате в интервале разреза Кожым-109 мощностью 188 м выделены два различных комплекса конодонтов.

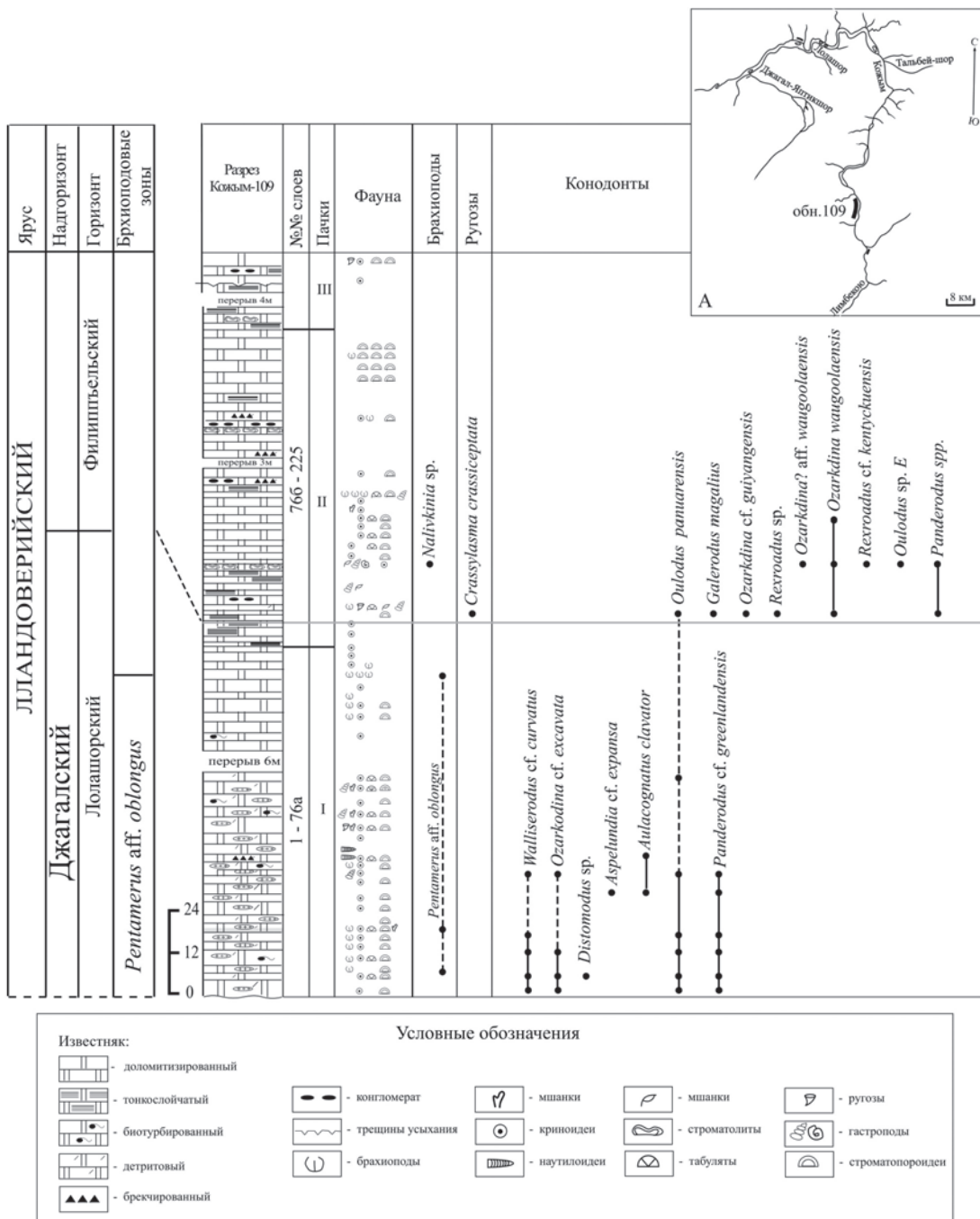


Рис. 1. Распространение лландоверийских конодонтов в разрезе кожым-109 (строение разреза по дневнику П. Мянника, 2005 г.). А – месторасположение разреза Кожым-109

Этот интервал разреза подразделен на две пачки.

Пачка I сложена доломитизированными известняками пятнисто-полосчатыми, биотурбированными, с участками окремнения (рис. 1). Породы пачки богаты табулятами и строматопороидеями, члениками криноидей. Присутствуют брахиоподы зонального вида лолашорского горизонта *Pentamerus* aff. *oblongus* [1]. В средней части толщи встречаются наутилоидеи, мшанки и гастроподы. Мощность пачки 98 м.

Пачка II сложена чередованием доломитизированных известняков органогенно-детритовых, тонкослойчатых и строматолитовых, с конгломератовыми прослоями в средней и верхней частях пачки. Нижняя половина пачки по разнообразию макрофауны близка к пачке I. Здесь определены брахиоподы *Nalivkinia* sp. (определения Т.М. Безносовой) и ругозы *Crassilasma crassiseptata* (Smith) (определения В.С. Цыганко). В верхней части большее распространение получают строматопороидеи, встречены единичные срезы брахиопод и членики криноидеи. Мощность пачки 90 м.

Комплекс конодонтов пачки I в основном включает виды широкого географического распространения *Oulodus panuarensis* (Bischoff), *Ozarkodina* cf. *excavata* (Branson et Mehl), *Walliserodus* cf. *curvatus* (Branson et Branson), *Panderodus* cf. *greenlandensis* Armstrong, *Aspelundia* cf. *expansa* Armstrong. Местные таксоны представлены двумя видами *Aulacognathus clavator* Melnikov и *Distomodius* sp. Близкий по таксономическому составу комплекс конодонтов известен из отложений средней и верхней части джагалского надгоризонта разреза Кожым-217 [3, 4, 6].

В составе комплекса конодонтов пачки II также определены виды, известные за пределами региона – *Rexroadus* cf. *kentuckyensis* (Branson et Branson), *Oz. waugoolaensis* Bischoff, *Ozarkodina* cf. *guiyangensis* Zhou, Zhai and Xian, *Oz* (?). aff. *waugoolaensis* Bischoff и *Galerodus magalius* Melnikov и местные таксоны – *Rexroadus* (?) sp., *Oulodus* sp. E [5, 7].

Отложения пачки, заключающие виды *G. magalius* и *R. cf. kentuckyensis*, возможно, отвечают отложениям филиппельского горизонта. Конодонты *G. magalius* ранее установлены С.В. Мельниковым в нижней части филиппельского горизонта разреза Кожым-217 [2]. В центральном и северо-западном районах Тимано-Североуральского региона *G. magalius* распространен в интервале от верхов джагалского надгоризонта до верхов филиппельского горизонта [4]. Конодонты *Oulodus* sp. морфологически сходные с *R. cf. kentuckyensis*, установлены С.В. Мельниковым из филиппельского горизонта п-ва Канин. Полное стратиграфическое распространение конодонтов *Oulodus* sp. в разрезе п-ва Канин охватывает интервал от верхов джагалского горизонта до середины седельского горизонта [2, табл. 27].

По сравнению с комплексом конодонтов пачки I в комплексе второй пачки снижено родовое разнообразие конодонтов, а по количеству видов преобладает род *Ozarkodina*. Общими для обоих комплексов являются три рода *Ozarkodina*, *Oulodus*, *Panderodus* и один вид *Oul. panuarensis*.

Таким образом, в пачках I и II Кожым-109 установлены различные по родовому и видовому разнообразию комплексы конодонтов. Смена конодонтовых комплексов в изученном интервале разреза, вероятно, является экологической и связана с изменениями условий осадконакопления. Это подтверждается находками брахиопод *Pentamerus* aff. *oblongus* и *Nalivkinia* sp., относящихся к разным батиметрическим комплексам [1].

Выражаю глубокую благодарность П. Мяннику (Институт геологии Таллинского Технического университета, Эстония) за помощь в проведении полевых работ в 2005 и 2009 гг. и консультации по систематике нижнесилурийских конодонтов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 15, проект «Биотические и изотопные события на кризисных рубежах развития Тимано-Североуральского осадочного бассейна в силуре и раннем девоне» (№ 09П-5-1010).

Литература

1. Безносова Т.М. Сообщества брахиопод и биоэволюция верхнего ордовика, силура и нижнего девона Северо-Восточной окраины палеоконтинента. Балтика. Екатеринбург, 2008. 160 с.
2. Мельников С.В. Конодонты ордовика и силура Тимано-Североуральского региона. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 136 с.
3. Antoshkina A.I., Beznosova T.M., Männik P., Matukhin R.G., Menner V.V., Modzalevskaya T.L. Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern ural region with the Baltic sections and with the International standard // Pan-Artic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. Ichthyolith Issues Special Publication 6. Syktyvkar, 2000. P. 17–21.
4. Melnikov S.V., Zhemchugova V.A. Lower Silurian stratigraphy of the Timan-northern Ural region and eustatic fluctuation // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. 2000. Vol 49, № 2. P. 85–104.
5. Männik P. Conodonts in the Silurian of Severnaya Zemlya and sedov archipelagos (Russia), with special reference to the genus *Ozarkodina* Branson and Mehl. 1933 // Geodiversitas. 2002. № 24 (1). P. 77–97.
6. Männik P., Antoshkina A., Beznosova T. The Llandovery – Wenlock boundary in the Russian Arctic // Proc. of the Acad. of Sci. Geology. 2000. Vol. 49, № 2. P. 104–111.
7. Zhang Sh., Barnes Ch.R. A new Llandovery (Early Silurian) conodonts biozonation and conodonts from the Becscie, Anticosti Island, Quebec // Journal of paleontology. 2002. Vol. 76, № 2. P. 1–46.

МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА – НИЖНЕГО КАРБОНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Т.И. Степанова

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Отложения фаменского яруса верхнего девона, турнейского яруса и нижневизейского подъяруса нижнего карбона южной части Западной Сибири охарактеризованы по результатам изучения керна параметрической скважины Курган-Успенская-1 (КУ-1) с привлечением материалов по доизучению керна ряда скважин, пробуренных Уральской геологической экспедицией в 80-е гг. прошлого века при проведении в восточной части Курганской области мелкомасштабного глубинного геологического картирования – ВК-30, 44, 49, 53, 55. Согласно схеме структурно-фациального районирования девонских и каменноугольных образований Западно-Сибирской равнины данная территория входит в пределы Уватского структурно-фациального района (СФР) [13].

Однокамерные и многокамерные фораминиферы, а также водоросли распределены по разрезам скважин крайне неравномерно, что затрудняет датировку вмещающих образований. Более полно микроорганизмами охарактеризованы породы верхнего девона, вскрытые в разрезе **скважины КУ-1** трижды и представленные образованиями различных фаций, отличающихся по фаунистическому наполнению.

Наиболее древние отложения зафиксированы в инт. **1450–1794 м**. Пеллоидные тонко-мелкобиокластовые известняки нижней части интервала (1700,4–1725,4 м) содержат комплекс кальцисферид и однокамерных фораминифер: *Eotuberitina reitlingerae* M.-Macl., *Tubeporina* sp., *Parathuramminites suleimanovi* (Lip.), *P. cf. suleimanovi concisa* (Tchuv.), *P. cf. elegans* (Pojark.), *Parathuramina* ex gr. *irregulariformis* (Zador. et Juf.), *Ivanovella* sp., *Neoivanovella* sp. Отсутствие видов, характерных для верхней части фаменского яруса, позволяет предположительно отнести эти отложения к нижней и средней частям фамена.

Отложения, вскрытые **скв. ВК-30 (534,3–699,1 м)**, представленные глинистыми, в различной степени доломитизированными известняками (криноидными пеллоидными пакстоунами), содержат близкий комплекс форм: *Eotuberitina precepia* Tchuv., *Parathuramminites suleimanovi* (Lip.), *P. stellatus* (Lip.), *P. scutululus* (Tchuv.), *P. obnatus* (Tchuv.), *Parathuramina dagmarae* Sul. и водоросли *Issinella* spp., *Kataena* spp. Приведенный комплекс микроорганизмов позволяет определить возраст вмещающих их отложений как фаменский ярус верхнего девона и с долей условности соотнести их с отложениями из интервала 1700,4–1725,4 м скв. КУ-1.

Небольшой фрагмент отложений фаменского яруса вскрыт в интервале **2050–2116 м скв. КУ-1**. Кри-

ноидные известняки с тонкобиокластовым глинисто-карбонатным матриксом включают разнообразные однокамерные формы, в том числе многочисленные *Parathuramminites suleimanovi* Lip., *Parathuramina* ex gr. *dagmarae* Sul., *P. cf. aperturata* Pron., *P. cf. irregulariformis* (Zador. et Juf.), *Ivanovella* cf. *longiaculeata* (Zador. et Juf.), *Iv. cf. tomskiensis* Zador. et Juf., *Neoivanovella* cf. *simplexitida* Tchuv. et Juf., *N. discessa* Tchuv. et Juf., *Eocaligella* sp. В самых низах этой толщи встречены единичные *Septaglomospiranella* ? sp. indet., присутствие которых позволяет сопоставить отложения этого интервала разреза со слоями *Septaglomospiranella nana* Западно-Сибирской равнины [13] и датировать их как среднюю часть фаменского яруса. Ранне-, среднефаменские отложения, одновозрастные вскрытым скважинами КУ-1 и ВК-30, известны в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины [8]. На восточном склоне Среднего Урала отложения этого возрастного диапазона соответствуют шамейскому и нижней части чепчуговского горизонтов [6, 15].

Выше по разрезу в инт. **1450–1794 м скв. КУ-1** в криноидных пеллоидных пакстоунах (1580,1–1589,2 м) наряду с комплексом однокамерных форм, аналогичным вышеприведенному, определены *Septatournayella (Eoseptatournayella)* ex gr. *rauserae* Lip., *Septabrunsiina* sp., *Septaglomospiranella* cf. *kazakhstanica* Reitl., *Quasiendothyra (Eoendothyra)* ex gr. *communis* (Raus.), *Q. (E.) cf. simplex* (Brazhn.), *Q. (E.)* ex gr. *regularis* (Lip.).

Фациально близкие отложения встречены в **скв. ВК-53 (инт. 791,6–800,0 м)** – биокластовые пеллоидные пакстоуны с *Vicinesphaera squalida* Antr., *Bisphaera minima* Lip., *Baituganella* sp., *Septatournayella (Eoseptatournayella)* cf. *rauserae* Lip., *S. (E.) cf. lebedevae* Pojark., *Septaglomospiranella* ex gr. *primaeva* (Raus.), *S. kazakhstanica* Reitl., частыми *Quasiendothyra (Eoendothyra)* ex gr. *communis* (Raus.), *Q. (E.) cf. simplex* (Brazhn.), *Q. (E.) cf. regularis* (Lip.), *Q. (Quasiendothyra) kobeitusana* (Raus.), *Q. (Q.) cf. konensis* ? (Leb.), *Klubovella* sp. В **скв. ВК-49 (инт. 728,8–796,0 м)** наблюдаются криноидные и мшанково-криноидные известняки с аналогичным сообществом микрофауны. Приведенные ассоциации содержат фораминиферы слоев с *Quasiendothyra kobeitusana* – *Quasiendothyra communis* и определяют возраст вмещающих их отложений как верхний подъярус фаменского яруса [13].

Отложения с фораминиферами *Quasiendothyra kobeitusana* в Уватском районе вскрыты также скважиной **Воскресенская-1 (инт. 1202,1–1355,4 м)** и выде-

лены О.И. Богуш в слои с *Quasiendothyra kobeitusana*. Ниже по разрезу до глубины 1487,0 м и в скважине **Дмитриевская-1 (2199,05–2201,65)** обнаружены многочисленные *Quasiendothyra communis* [1].

Отложения с *Quasiendothyra kobeitusana* (симоринский горизонт верхнего фамена) широко распространены в Центральном Казахстане, слои с *Quasiendothyra communis* отвечают, по-видимому, верхней части сульфидероносных слоев среднефаменского подъяруса [12]. На восточном склоне Среднего Урала отложения с *Quasiendothyra communis* отвечают верхней части чепчуговского горизонта, комплекс *Quasiendothyra konensis* отвечает хвошевскому горизонту [10, 15].

Вблизи забоя **скв. КУ-1** в интервале **2216–2503,3 м** наблюдается пачка микро-, тонкозернистых известняков и доломитов. Известняки содержат исключительно разнообразную ассоциацию альгофлоры: *Issinella sainsii* Mamet et Roux, *Is. devonica* Reitl., *Is. grandis* Tchuv., *Is. cf. grandis* Tchuv., *Moravammina* ex gr. *fragilis* Byk., *Evlania devonica* Byk., *Kamaena delicata* Antr., *K. tobolensis* R. Ivan., *K. magna* R. Ivan., *K. itrillikensis* Mamet et Rudl., *K. minuta* R. Ivan., *Crassikamaena aculeata* R. Ivan., *Cr. kurganensis* R. Ivan., *Cr. cf. foraminosa* Brenckle, *Cribrakamaena* sp., *Subkamaena concavuscula* Berch., *S. sibirica* R. Ivan., *Stylaella rhomboidea* Berch., *Pseudokamaena dentifera* R. Ivan., *Ps. boulderensis* Mamet, *Proninella* (?) *gracilis* Vach., *Pr. enigmatica* Mamet et Roux, *Pr. tamarae* Reitl., *Anthracoporellopsis ramosus* R. Ivan., *Exvotarissella* sp., *Eouraloporella korde* Berch., *Menselina* sp., *M. triangula* Berch., *M. rotunda* Berch., *M. magna* Berch., *M. lata* Berch. и др. В верхней части интервала отмечаются прослои крупнобиокластовых пакстоунов, где количественно преобладают крупные представители рода *Issinella*. В этих же известняках содержится комплекс однокамерных фораминифер, образованный надсемействами Parathuramminacea и Archaesphaeracea, встречены *Septaglomospiranella* sp., *Quasiendothyra (Eoendothyra) communis* (Raus.), *Q. (E.) regularis* (Lip.), *Q. (E.) umbilicata* (Brazhn.), *Q. (Quasiendothyra) kobeitusana* (Raus.), *Q. (Q.) mirabilis* (N. Tchern.), *Q. (Q.) konensis* (Leb.).

Приведенный комплекс водорослей наряду с широко распространенными позднедевонскими раннекаменноугольными формами, включает ряд эндемичных видов крупных Palaeoberesellaceae, известных в настоящее время только в одном местонахождении – в скв. **Воскресенская-1 в интервале 1202,1–1355,4 м** [2] из отложений верхней части фаменского яруса Уватского СФР. Тонкозернистые известняки с аналогичными комплексами фораминифер и водорослей вскрыты также в скважинах **ВК-55 (глубины 852,0 и 901,0 м)** и **ВК-49 (интервал 700,2–719,5 м)**.

В отложениях турнейского яруса фораминиферы отмечены лишь на отдельных уровнях. Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего подъяруса наблюдаются только в инт. **784,4–791,6 м скв. ВК-53**. Мелкобиокластовые пакстоуны с прослоями

аргиллитов содержат кальцисфериды, *Parathuramminites suleimanovi* (Lip.), *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *E. moderata* (Malakh.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss., *B. irregularis* Bir., *B. minima* Lip. По присутствию *Bisphaera malevkensis* – зонального вида общей стратиграфической шкалы (ОСШ) для нижнего турне и других многочисленных представителей этого рода рассматриваемый интервал отнесен к нижнему подъярусу турнейского яруса [9].

Отложения верхнего турне в разрезе **скважины КУ-1** встречены дважды. Один из фрагментов верхнетурнейских образований установлен в интервале **1794–2050 м** и представлен чередованием глинистых мшанково-криноидных известняков и известковых аргиллитов. Фораминиферы встречены на глубине 1904,8–1910,1 м, где в глинистом криноидном пакстоуне содержатся: *Septabrunsiina* sp., *Septaglomospiranella* cf. *kazakhstanica* (Reitl.), *Endothyra (Latiendothyra)* sp., *E. (L.) cf. latispiralis minima* Lip. Наиболее представительный комплекс микрофауны наблюдается в аналогичных известняках верхней части следующего фрагмента (**инт. 1318–1450 м**): *Earlandia moderata* (Malakh.), *E. minor* (Raus.), *Septabrunsiina* cf. *krainica* (Lip.), *S. cf. kingirica* (Reitl.), *Neoseptaglomospiranella* cf. *quadriloba* (Dain), *N. ex gr. karakubensis* Brazhn. et Vdov., *Chernyshinella (Chernyshinella)* ex gr. *glomiformis* (Lip.), *Endochernella* cf. *gelida* (Durk.), *Rectochernyshinella* cf. *distorta* (Lip.), *Endothyra* cf. *antiqua* Raus., *E. (Latiendothyra) latispiralis* Lip., *E. (L.) latispiralis grandis* Lip., *E. (Laxoendothyra) parakosvensis* Lip., *Granuliferella* cf. *crassitheca* (Lip.).

В данной ассоциации микрофауны на фоне *Neoseptaglomospiranella*, *Septabrunsiina* и разнообразных *Chernyshinella* преобладают представители подрода *Latiendothyra* при отсутствии *Spinoendothyra* – зональных форм ОСШ России [9]. Рассмотренный комплекс фораминифер включает большинство видов характерного комплекса слоев с Palaeospiroplectamina tchernyshinensis – Spinoendothyra (Infaloendothyra) inflata турнейского яруса Западно-Сибирской равнины, но не содержит руководящих видов [13]. Приведенные комплексы фораминифер можно сопоставить со слоями с *Septabrunsiina krainica* позднего турне, выделенными в интервале **935–940 м скв. Лебяжьевская-2**. О.И. Богуш коррелирует слои с *Septabrunsiina krainica* с кизеловским горизонтом Урала и верхами тайдонского – низами фоминского горизонтов турнейского яруса Кузбасса [1, 8]. Представители подрода *Latiendothyra* широко распространены в отложениях зоны *Latiendothyra turkestanica* – *L. latispiralis* средней части русаковского горизонта верхнего турне Центрального Казахстана – Приишимье, Джесказганская и Тенгизская впадины [12]. От комплексов, характерных для верхнего турне западного склона Урала и Русской платформы, отличается отсутствием представителей родов *Tournayella* и *Spinoendothyra* [11, 15].

Отложения, содержащие зональные формы верхнего турне Западной Сибири и ОСШ, встречены в

скв. ВК-53 в интервале 694,3–728,0 м, где на фоне многочисленных *Parathuramminites suleimanovi* (Lip.) обнаружены единичные очень плохой сохранности Tournayellida, в том числе *Septabrunsiina cf. minuta* (Lip.), *Palaeospiroplectamina* ex gr. *tchernyshinensis* (Lip.), *Chernyshinella* sp. indet.

В скв. ВК-44 в инт. 429,5–449,2 м наблюдается своеобразный комплекс мелких форм, среди которых характерными являются *Neoseptaglomospiranella*, группа *Pseudoplanoendothyra rotai*, подрод *Mediendothyra*, часто встречаются *Latiendothyra*, но невыразительны *Spinoendothyra* [14]. Данное сообщество микрофауны обнаруживает наибольшее сходство с комплексом фоминского горизонта верхнетурнейского подъяруса Кузбасса: зоны *Endothyra tuberculata* – *Pseudoplanoendothyra*. Здесь же встречена *Plectogyrina* ex gr. *fomichaensis* (Leb.), характерная только для этого региона [3]. Близкий комплекс, содержащий как европейские, так и типично сибирские виды, приводится О.А. Богуш для верхней части (слои с *Pseudoplanoendothyra*) ханельбиринского горизонта верхнего турне Норильского района северо-западной части Сибирской платформы [7].

Ниже по разрезу скважины фораминиферы встречаются спорадически и также представлены видами, известными из турнейских отложений Кузбасса [5]. Рассмотренная ассоциация фораминифер значительно отличается от комплексов, обнаруженных в скв. КУ-1.

Большая часть отложений визейского яруса, вскрытых скв. КУ-1 микроорганизмами не охарактеризована. Комплексы фораминифер и водорослей встречены лишь в верхах палеозойского разреза в инт. 540,0–557,3 м в органогенно-обломочных известняках и известняковых песчаниках, нередко глинистых с большим количеством силикатного материала. Комплекс фораминифер и водорослей достаточно разнообразен: многочисленны некрупные *Omphalotis frequentata* gr., *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica* gr., встречаются *Globoendothyra numerabilis* (Viss.), *Gl. cf. globulus* (Eichw.), представительна группа *Eoendothyranopsis ermakiensis* (Leb.), характерны *Ammarchaediscus eospirillinoides* (Brazhn.), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Pl. rigens ukrainica* (Vdov.), *Uralodiscus primaevus* (Pron.), *U. rotundus* (N. Tchern.), *U. rotundus elongatus* (Conil et Lys), *U. rotundus inflatus* (Conil et Lys), *Paraarchaediscus dubitabilis* (Orl.), *P. cf. regularis* (Brazhn.), *P. oblongus* (Conil et Lys), *Glomodiscus spira* (Conil et Lys), *Gl. cf. nodosus* (Brazhn.), *Gl. pseudoinfantus* (Brazhn.), *Gl. spiroides* (Pop.), *Gl. infera* (Brazhn.), *Archaeodiscus pauxillus* Schlyk., *A. itinerarius* Schlyk. Среди водорослей преобладают Stacheinaceae, отмечаются *Koninropora inflata* (Koninck), *K. tenuiramosa* Wood.

Приведенный комплекс фораминифер содержит многочисленные *Eoendothyranopsis* ex gr. *ermakiensis* и ряд близких форм, по присутствию которых данная ассоциация сопоставляется с верхней частью подъяковского горизонта Кузбасса [3]. Архедисциды

представлены большим количеством типичных ранневизейских родов и видов, в том числе *Uralodiscus rotundus* – зональным видом ОСШ, характерных как для Казахстана, так и для восточного склона Урала [9, 11, 15]. В целом ассоциация фораминифер и водорослей из интервала 540,0–557,3 м наиболее близка комплексам, описанным из отложений устьгреховского горизонта нижнего визе Боровской подзоны Тюменско-Кустанайской СФЗ в районе г. Кустанай [4, 15].

Литература

1. Богуш О.И. Фораминиферы и стратиграфия нижнего карбона Западно-Сибирской плиты // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 49–68.
2. Богуш О.И., Иванова Р.М., Лучинина В.А. Известковые водоросли верхнего фанена и нижнего карбона Урала и Сибири. Новосибирск: Наука, 1990. 202 с.
3. Бушмина Л.С., Богуш О.И., Кононова Л.И. Микрофауна и биостратиграфия нижнего карбона. М.: Наука, 1984. 128 с.
4. Иванова Р.М. Нижний карбон Боровской подзоны Тюменско-Кустанайского прогиба // Литосфера. 2008. № 2. С. 3–24.
5. Лебедева Н.С. Фораминиферы нижнего карбона Кузнецкого бассейна // Микрофауна СССР. Сборник VII. Л.: Тр. ВНИГРИ. Вып. 81. 1954. С. 237–295.
6. Наседкина В.А., Постоялко М.В., Плюснина А.А. и др. К стратиграфии верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии. 1988. № 7.
7. Нижний карбон Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 208 с.
8. Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Наука, 1984. 232 с.
9. Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб., 2008. Вып. 38. С. 61–68.
10. Постоялко М.В., Плюснина А.А. и др. Разрез карбонатных отложений верхнего девона и нижнего карбона по р. Реж у д. Першино // Путеводитель геологических экскурсий по карбонатным отложениям Среднего Урала. Свердловск: ИГиГ УрО РАН, 1991. С. 53–65.
11. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Каменноугольная система. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
12. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. 1: Докембрий и палеозой. Алма-Ата, 1991. С. 3–7, 110–135.
13. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 80 с.
14. Степанова Т.И., Кучева Н.А., Мизен Г.А. О возрасте и условиях образования терригенно-карбонатных отложений, вскрытых скважиной ВК-44 в Вагай-Ишимской впадине (юг Западной Сибири). Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010 (в печати).
15. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993.

БАКТЕРИИ ПЕРМСКИХ ФОРАМИНИФЕР

Е.Е. Сухов

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

В настоящее время практически ничего не известно о существовании пермских бактерий, размещающихся на раковинах фораминифер. О том, что они весьма широко распространены, стало понятно лишь с применением электронного микроскопа, позволяющим проводить увеличения микрообъекта в тысячи раз. То, что прежде принималось за рельеф раковины (некоторые округлости на поверхности и гранулы), в действительности оказалось, не что иное, как массовые скопления бактерий. Электронный микроскоп позволил не только показать, как детально устроены раковины фораминифер, но и помог в изучении их мельчайших элементов. С его помощью стало возможным исследовать колонии бактерий, которые селились на поверхности раковин фораминифер.

В опорных скв. ВК-1 и ВК-21 (Печорская провинция) на раковинах пермских мелких фораминифер (нодозарииды, корнуспиры, аммодисциды) в интервале глубин от 1200 до 1439 м, соответствующих артинскому ярусу, впервые обнаружены многочисленные бактерии.

Бактерии обнаружены более чем на десяти родах фораминифер, среди которых *Nodosaria*, *Ichtyolaria*, *Glomospira*, *Hyperammina*. Бактерии способны широко расселяться как на агглютинированных поверхностях, а именно *Hyperammina* (табл. II, фиг. 2), так и на известковых, в частности *Nodosaria* (табл. I, фиг. 2). Изученные бактерии разные по размеру, форме, способу своего крепления к поверхности раковины, по питанию, а также по расположению на раковине. Следует предположить, что они принадлежат к разным группам. Однако их объединяет то, что они являются прикрепленными (что значительно влияет на их внешнюю форму), а также гетеротрофными.

Раковины фораминифер являлись для бактерий весьма подходящей питательной средой, потому что на их поверхности всегда находились следы выбросов цитоплазмы, остатки белковых образований, связанные с выделениями. Фораминиферы создают зачастую сложную ловчую сеть, так называемые ретикулоподии, фрагменты которых наблюдаются на поверхности раковины, как агглютинированных, так и известковых. Именно в местах остатков псевдоподий наблюдается значительное количество бактерий.

По большей части бактерии имели округлую форму (кокки). Некоторые из пермских бактерий образуют колонии в виде клубка, очень напоминающее осиное гнездо (табл. I, фиг. 3), в этом случае колония бактерий будет называться «стафилококки». Величина изученных колоний стафилококки в диаметре составляет около 30 мкр.

Как правило, эти бактерии по своим размерам весьма небольшие, и их можно рассмотреть при $\times 8000$ увеличении. Примерно все они одинаковые по размерам. Клеточная стенка имеет ровную поверхность без всяких признаков пор. Следует обратить внимание на то, что стафилококки чаще всего распространены вблизи выхода псевдоподий (на данной фотографии наблюдается более десяти пор, среди которых имеются весьма большие).

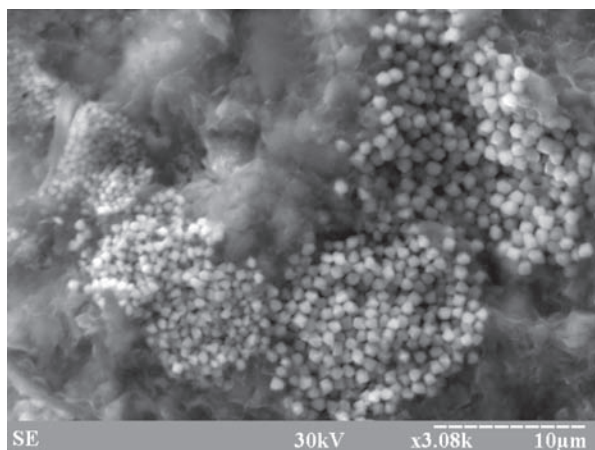
Некоторые колонии весьма сложно устроены и имеют признаки разных подгрупп. Не исключено, что такие колонии имеют переходный характер. Так, например (табл. I, фиг. 2; табл. II, фиг. 3), в начале развития колонии бактерии имеют округлую форму, но по мере развития и усложнения колонии бактерии уже могут быть как кубическими, тетраэдрическими так и иметь форму октаэдра. Вместе с тем заметно усложняется и характер строения клеточной стенки бактерий, которые зачастую могут иметь несколько слоев. Размер каждой из бактерии не превышает 3–4 микрона.

Часто колонии бактерий могут располагаться в виде изогнутой ленты (табл. I, фиг. 1). Длина такой ленты не превышает 100 мкр (в основном 70–80 мкр). По ширине колонии бактерий представленного типа составляют 5 мкр. В колониях наблюдается определенная закономерность: колония зарождается близ скопления пор, затем расширяется, лентовидно петляя по поверхности раковины вдоль пор и нередко закрывая их, если поры не столь большие. В начале колонии бактерии очень мелкие и могут составлять до доли одного микрона, а в заключительном этапе своего развития могут составлять до 2–3 мкр. Кристаллизуясь, бактерии заполняют все неровности раковины, сглаживая её внешний рельеф.

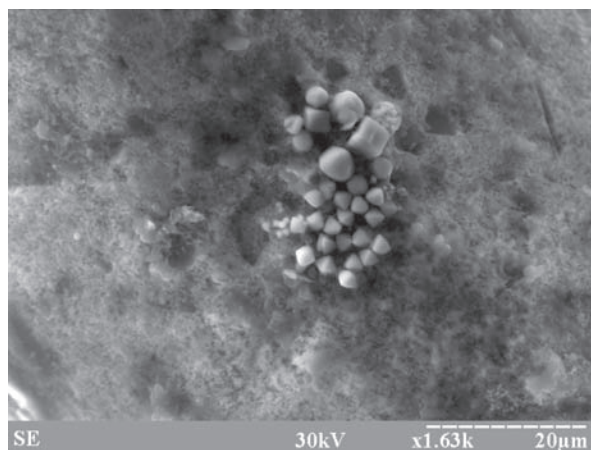
Другой тип колонии бактерии покрывает большие участки широким слоем (табл. I, фиг. 4). В этом случае бактерии значительно меньше тех, что развиваются лентообразно. Как правило, такие колонии бактерий встречаются на агглютинированной поверхности раковин, например *Hyperammina*.

Здесь можно отметить некоторую закономерность: на одних раковинах фораминифер бактерии располагаются близ пор, а у других приурочены к устью или к устьевой части. В основном в устьевой части бактерии распространены у милиолид (табл. 2, фиг. 4, 5). По-своему строению они зачастую весьма напоминают стафилококки.

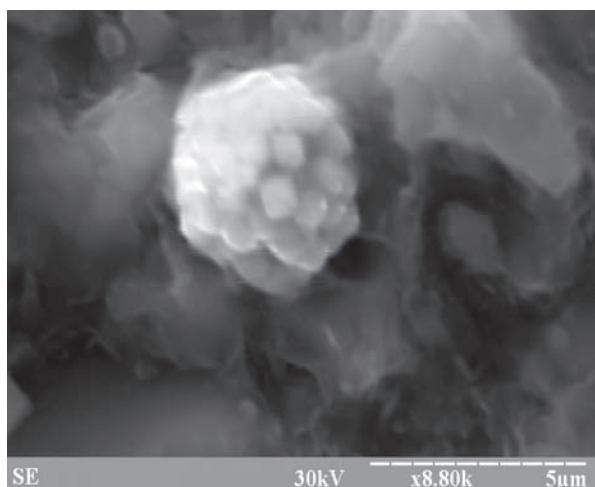
Порой бактерий бывает такое огромное количество, что они практически закрывают трубку у спирально-плоскостных форм фораминифер, тем



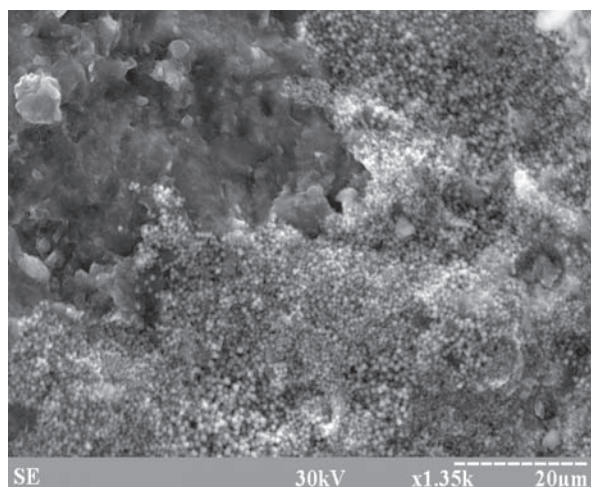
1



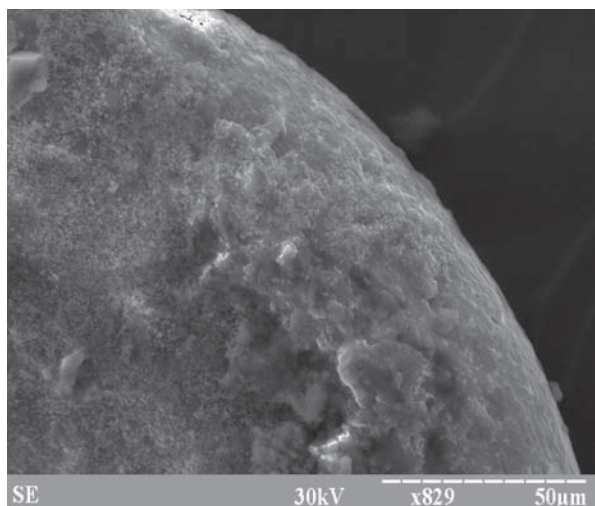
2



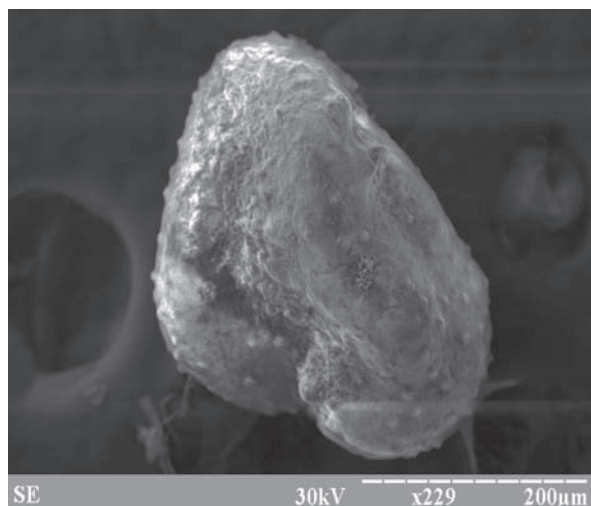
3



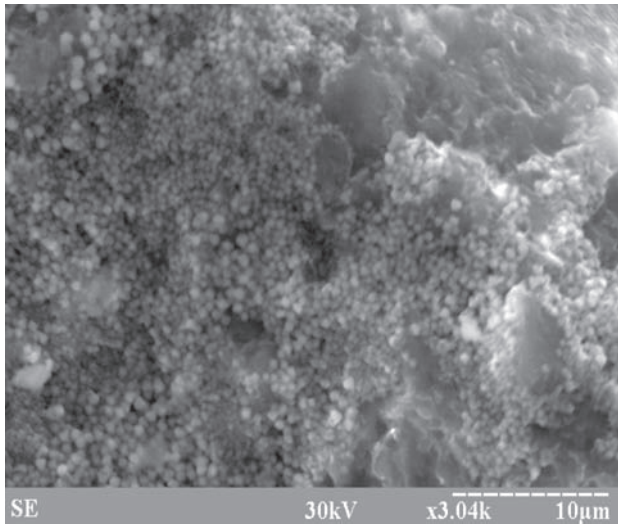
4



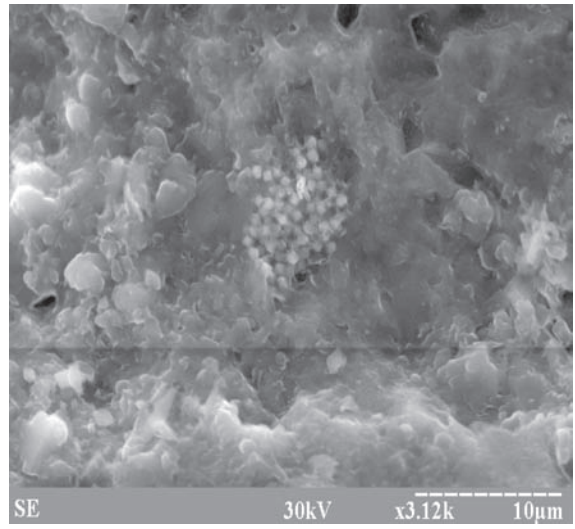
5



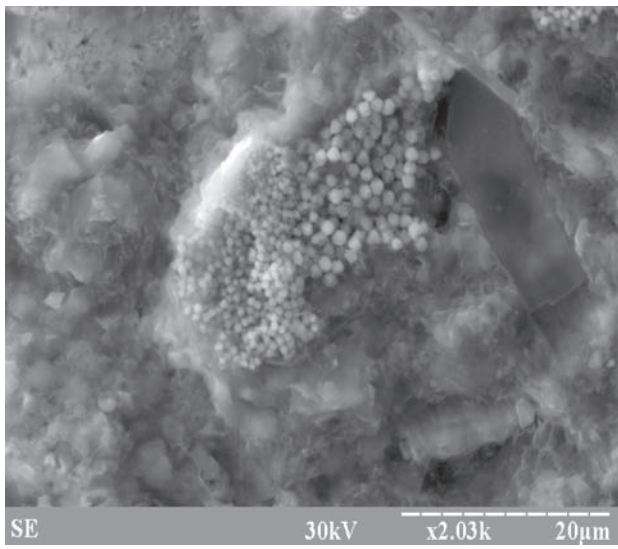
6



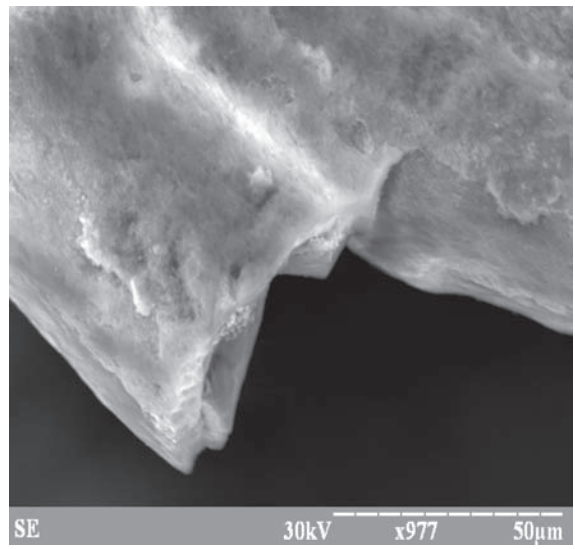
1



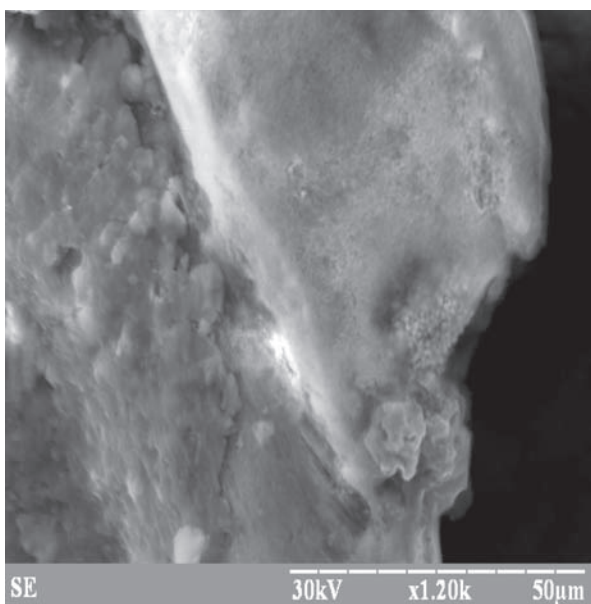
2



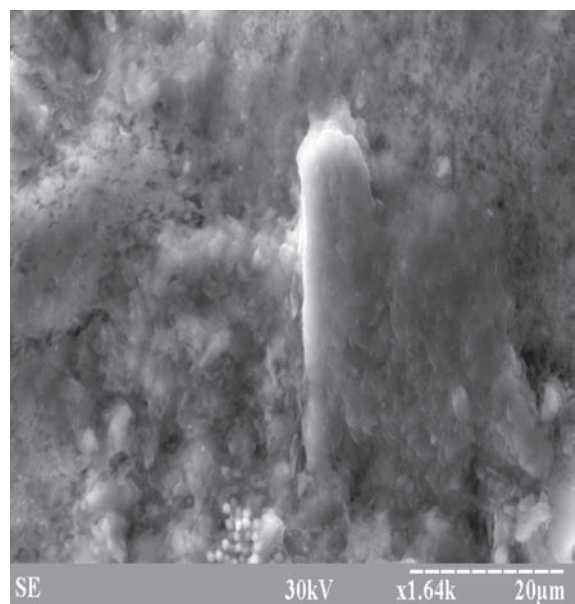
3



4



5



6

самым затрудняя жизнедеятельность организма. Следует отметить, что такое большое количество бактерий встречается на фораминиферах в конце их онтогенеза. Не исключено, что приведенные бактерии являются паразитирующими.

Другие бактерии располагаются в местах выхода псевдоподий и питаются биологическими выбросами

одноклеточного. В основном это характерно для рода *Nodosaria*. Не исключено, что в данном случае наблюдается симбиоз, т.е. бактерии очищают раковину от продуктов выделения и спасают организм от заражения.

Как правило, колонии бактерий широко распространены на фораминиферах, достигших своего расцвета.

ТРИЛОБИТЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ СТРАТОТИПА БАКСАНСКОГО ГОРИЗОНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.В. Тимохин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

С момента принятия в 1983 г. региональной стратиграфической схемы по ордовику Сибирской платформы накопились новые данные, позволяющие уточнить границы некоторых зональных подразделений.

Были изучены стратотипические выходы баксанского горизонта по рр. П. Тунгуска и Столбовая. За стратотип баксанского горизонта [10] принимаются два обнажения (левый берег р. Столбовая, в 4,5 км от устья, и правый берег р. Столбовая, в 3 км ниже устья р. Кулинна), т.к. в первом обнажении отсутствует контакт с вышележащим долборским горизонтом, а во втором отсутствует контакт с нижележащим чертовским горизонтом – эти два обнажения полностью представляют весь объем баксанского горизонта. А за гипостратотип этого горизонта, как и предлагал Ю.И. Тесаков [11], принять часть стратотипического разреза мангазейского надгоризонта [1, 7] на правом берегу П.Тунгуски в 1,5 км ниже р. Листвяжной (в этом разрезе есть контакты с выше- и нижележащими горизонтами, но нижняя часть разреза, относимого к баксанскому горизонту, задернована).

Фаунистическая охарактеризованность отложений относимых к баксанскому и долборскому горизонтам очень высока и включает такие ведущие группы, как брахиоподы, трилобиты, остракоды, конодонты и многие другие. Тем не менее фактически ведущей группой при обосновании границ этих горизонтов при принятии региональной стратиграфической схемы, в силу ряда объективных обстоятельств, были брахиоподы. Зональные подразделения, выделенные по основным группам фауны [9, 12] при изучении стратотипических разрезов, в региональную стратиграфическую схему [8] не вошли. Ниже приводится схема сопоставления зональных подразделений этих стратиграфических уровней.

Согласно этим схемам зональные виды трилобитов *Bumastus sibiricus* и брахиопод *Boreadorthis asiatica* были характерны только для отложений, относимых к долборскому горизонту [2–4]. Что касается зонального вида остракод *Dolborella plana*,

то существует два варианта распространения этого зонального вида (см. схему).

В результате проведенных работ было установлено следующее:

1. В стратотипическом разрезе мангазейского надгоризонта (гипостратотип баксанского горизонта) на правом берегу П.Тунгуски в 1,5 км ниже р. Листвяжной виды-индексы соответствующих биозон *Bumastus sibiricus* и *Dolborella plana* найдены в 10 м ниже кровли баксанского горизонта, т.е. границы между мангазейской и долборской свитами.

2. В стратотипическом разрезе р. Столбовая в 4,5 км выше устья эти же зональные виды найдены в 8 м ниже кровли обнажения; в работе Т.А. Москаленко при описании этого же самого разреза в 14 м от кровли обнажения определен вид *Bumastus cf. sibiricus* [5].

3. Во второй части стратотипического разреза р. Столбовая в 3 км ниже р. Кулинна зональные виды обнаружены в 9 м ниже кровли баксанского горизонта.

Данное взаимоотношение зональных видов по этим группам фауны четко прослеживается как во всех стратотипических разрезах этого района, так и в известных разрезах бассейна р. П.Тунгуски.

Из баксанской части разреза по р. Большая Нирунда (левый берег р. Б. Нирунда, в 3 км ниже устья р. Дулькума), подробно описанных в работах Х.С. Розман и А.Г. Ядренкиной [6, 9], определены *Bumastus sibiricus*. Находки же вида *Dolborella plana* в этом разрезе приведены в работе Х.С. Розман.

В скважине Гаиндская-3 [2, 13] в отложениях, относимых к баксанскому горизонту, найдены *Bumastus sibiricus* (275,4–286,2 м) и *Dolborella plana* (269,1–275,4 м), что, как минимум, на 25 м ниже границы баксанского и долборского горизонта проводимой в этой скважине.

В стратотипе загорнинской свиты на р. Кулюмбе, до этого относившейся к чертовскому-баксанскому горизонтам [8], в самой кровле (обнажение ВК-728, слой с) были найдены зональные виды трилобитов (*Bumastus sibiricus*), остракод (*Dolborella plana*),

ОСШ			РСШ		Биозоны									
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	НАДГОРИЗОНТ	ГОРИЗОНТ	Ядренкина и др., 1978			Каныгин и др., 2007			Предлагаемая схема			
					По брахиоподам	По острокодам	По трилобитам	По брахиоподам	По острокодам	По трилобитам	По брахиоподам	По острокодам	По трилобитам	
Ордовикская	Верхний	Ангилльский	Мангазейский	Долборский	Boreadorthis asiatica	Rostricellula subrostrata	Dolborella plana	Bumastus sibirica	Boreadorthis	Dolborella plana	Bumastus	Boreadorthis asiatica	Dolborella plana	Bumastus sibirica
					Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	
														Mimella panna
					Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	
														Mimella panna
					Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	
														Mimella panna
					Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	
														Mimella panna
Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх	Mimella panna	Bodenia aspera	Isalauх stricta						

позволившие отнести вмещающие отложения к вышележащему долборскому горизонту [14]. Следует отметить, что находка *Bumastus sibiricus* на р. Кулюмбе была не первой, данная форма была изображена еще в 1955 г. З.А. Максимовой, к сожалению, без привязки к разрезу [3, 4], и входила в списки фауны, характерной для баксанского горизонта на р. Кулюмбе [1]. Эти данные по загорнинской свите были учтены в уточненном варианте региональной схемы [2].

Новые материалы из стратотипических разрезов баксанского горизонта позволяют кардинально пересмотреть диапазон распространения этих зональных видов, по крайней мере, как они представлены в существующей региональной стратиграфической схеме [2, 8].

Предлагается проводить нижнюю границу зоны *Bumastus sibiricus* ниже границы баксанского и долборского горизонта, совместить эту границу с основанием зоны *Dolborella plana*, при этом положение зоны *Boreadorthis asiatica* не меняется. Вариант такого зонального расчленения приведен на схеме. Практическим выводом из этого может явиться пересмотр проведения границы между баксанским и долборским горизонтом в стратотипе загорнинской свиты на р. Кулюмбе.

Литература

1. Андреева О.Н. Средний и верхний ордовик Сибирской платформы // Биостратиграфический сборник. Ярусное деление палеозоя на территории СССР. Л., 1977. С. 16–36.
2. Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2007. 269 с.
3. Максимова З.А. Трилобиты // Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 117–135.
4. Максимова З.А. Трилобиты ордовика и силура Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 215 с.
5. Москаленко Т.А. Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1973. 114 с.
6. Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г., Семенова В.С., Ярошинская А.М. Ордовик Сибирской платформы. Опорные разрезы верхнего ордовика (биостратиграфия и фауна). М.: Наука, 1978. 164 с.
7. Никифорова О.И., Андреева О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 412 с.
8. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I. Новосибирск: Изд-во СНИИГГИМС, 1983. 216 с.
9. Розман Х.С. Описание разрезов верхнего ордовика Средней Сибири // Фауна ордовика Средней Сибири. М.: Наука, 1979. С. 5–37.
10. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон / Ред. И.Е. Занин, Б.Л. Лихарев. Л.: Недра, 1975. 622 с.
11. Тесаков Ю.И., Каныгин А.В., Ядренкина А.Г. и др. Ордовик северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2003. 364 с.
12. Ядренкина А.Г., Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Семенова В.С. Стратиграфическое расчленение ордовикских

отложений Сибирской платформы // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1978. С. 42–54.

13. Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П., Сычев О.В. и др. Ордовик Гаиндинской площади (юго-запад Сибирской платформы) // Стратиграфия и главные события в геологической истории Сибири. Новосибирск, 1991. С. 43–50.

14. Kanygin A.V., Timokhin A.V., Sennikov N.V. et al. Kipriyanova Ordovician sequence of the Key Kulyumbe Section (Siberian Platform) // Field Excursion Guidebook: International Symposium and Field Trip «Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events» (IGCP 503 Project «Ordovician Palaeogeography and Palaeoclimate»). Novosibirsk, Aug. 5–16, 2006. Novosibirsk: Geo, 2006. 90 p.

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ТАБУЛЯТ И ГЕЛИОЛИТИД МАМОНТОВСКОГО ГОРИЗОНТА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Р.А. Хабибуллина

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Девонские отложения Северо-Восточного Салаира представлены разнообразными терригенно-карбонатными породами (известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники), богато охарактеризованными фауной – кораллы (табуляты, гелиолитиды, хететиды и ругозы), брахиоподы, остракоды, трилобиты, мшанки, криноидеи и конодонты.

Первое детальное изучение кораллов девона Кузбасса было сделано Г.Г. Петцем [1], установившим их большое разнообразие (около 20 видов табулят и гелиолитид) и важное стратиграфическое значение. Наибольшее количество таксонов среди них установлено в среднем девоне: *Favosites goldfussi* Orb., *F. forbesi sibirica* Peetz, *Chaetetes (Favosites?) uralicus* Bogatirew, *Pachypora cervicornis* Blainville, *P. limitaris* Rominger, *Alveolites goldfussi* Bill., *Al. polenowi* Peetz, *Heliolites porosa* Orb., *Syringopora eifelensis* Schluter, *Aulopora serpens* Goldf. и др. В дальнейшем табуляты и гелиолитиды в Кузнецком бассейне были изучены К.В. Радугиным, Б.Б. Чернышевым, И.И. Чудиновой, В.Н. Дубатовым, Н.В. Мироновой, Г.Д. Исаевым [2–5] и др.

В середине прошлого века девонские кораллы Салаира монографически описаны В.Н. Дубатовым [3, 6]. В мамонтовском горизонте установлены табуляты, гелиолитиды и хететиды: *Favosites goldfussi* Orbigny, *Squameofavosites obliquespinus* Tchern., *Pachyfavosites polymorphus* Goldf., *Pleurodictyum pesterevaensis* Dubat., *Thamnopora alta* Tchern., *Th. beliakovi* Dubatolov, *Th. parva* Yanet, *Th. kuznetskiensis* Tchern., *Striatopora zeaporoides* Dubat., *Cladopora vermiculariformis* Dubat., *Alveolites acrosquamatos* Dubat., *Al. levis* Tchern., *Crassialveolites crassus* Lecompte., *Cr. symbioticus* Dubat., *Alveolitella karmakensis* Tchern., *Alv. crassispinosa* Dubat., *Caliapora* sp., *Placocoenites monostichus* Frech, *Scoleopora gracile* Dubat., *Tyrganolites tchernychevi* Dubat., *Heliolites* sp., *Chaetetes salairicus* Dubat. Из них восемь таксонов *Pleurodictyum pesterevaensis* Dubat., *Striatopora zeaporoides* Dubat., *Cladopora vermiculariformis* Dubat., *Alveolites acrosquamatos* Dubat., *Crassialveolites symbioticus* Dubat., *Alveolitella karmakensis*

Tchern., *Alv. crassispinosa* Dubat., *Scoleopora gracile* Dubat. встречаются только в мамонтовском горизонте, остальные виды являются проходящими из нижних горизонтов.

И.И. Чудиновой [7] также описаны табуляты и гелиолитиды из мамонтовского горизонта: *Pachyfavosites polymorphus* Goldf., *Thamnopora alta* Tchern., *Th. beliakovi* Dubatolov, *Th. reticulate* Blainv., *Th. kuznetskiensis* Tchern., *Crassialveolites crassus* Lecompte., *Alveolitella karmakensis* Tchern.

В последние годы продолжено изучение табулят и гелиолитид из разрезов мамонтовского горизонта (эйфельский ярус), вскрытых в районе города Гурьевска. Литологическое описание этих разрезов было сделано В.Г. Хромых (Х-094, Х-094а) и Н.К. Бахаревым (Б-8317, Б-8318). В строении разреза Х-094а, находящегося на северо-восточном борту Акарачкинского карьера, принимают участие алевролиты, аргиллиты и песчаники, местами сильно обогащенные карбонатом. Разрезы Б-8317 и Б-8318 расположены в Малосалаиркинском карьере и представлены чередованием терригенных и карбонатных пород [10]. Разрез Х-094 находится на сопке (южный склон высоты 387) юго-восточнее Акарачкинского карьера. Этот стратотипический разрез мамонтовского горизонта неоднократно изучался разными исследователями [8, 9, 11–14].

В изученной коллекции табулят и гелиолитид определены: *Squameofavosites obliquespinus* Tchernychev, *Dendropora macropora* Dubat., *Caliapora idonea* Yanet, *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Cl. microcellulata* Dubat., *Striatopora zaporoides* Dubat., *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Tyrganolites tchernychevi* Dubat., *Alveolites levis* Tchern., *Sinopora minima* Nowinski, *Heliolites vulgaris* Tchern., *Pachycanalicula opaca* Dubat. (рис. 1). Здесь установлены таксоны, ранее не встречавшиеся в мамонтовском горизонте – *Dendropora macropora* Dubat., *Caliapora idonea* Yanet, *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Cl. microcellulata* Dubat., *Sinopora minima* Nowinski, *Pachycanalicula opaca* Dubat.

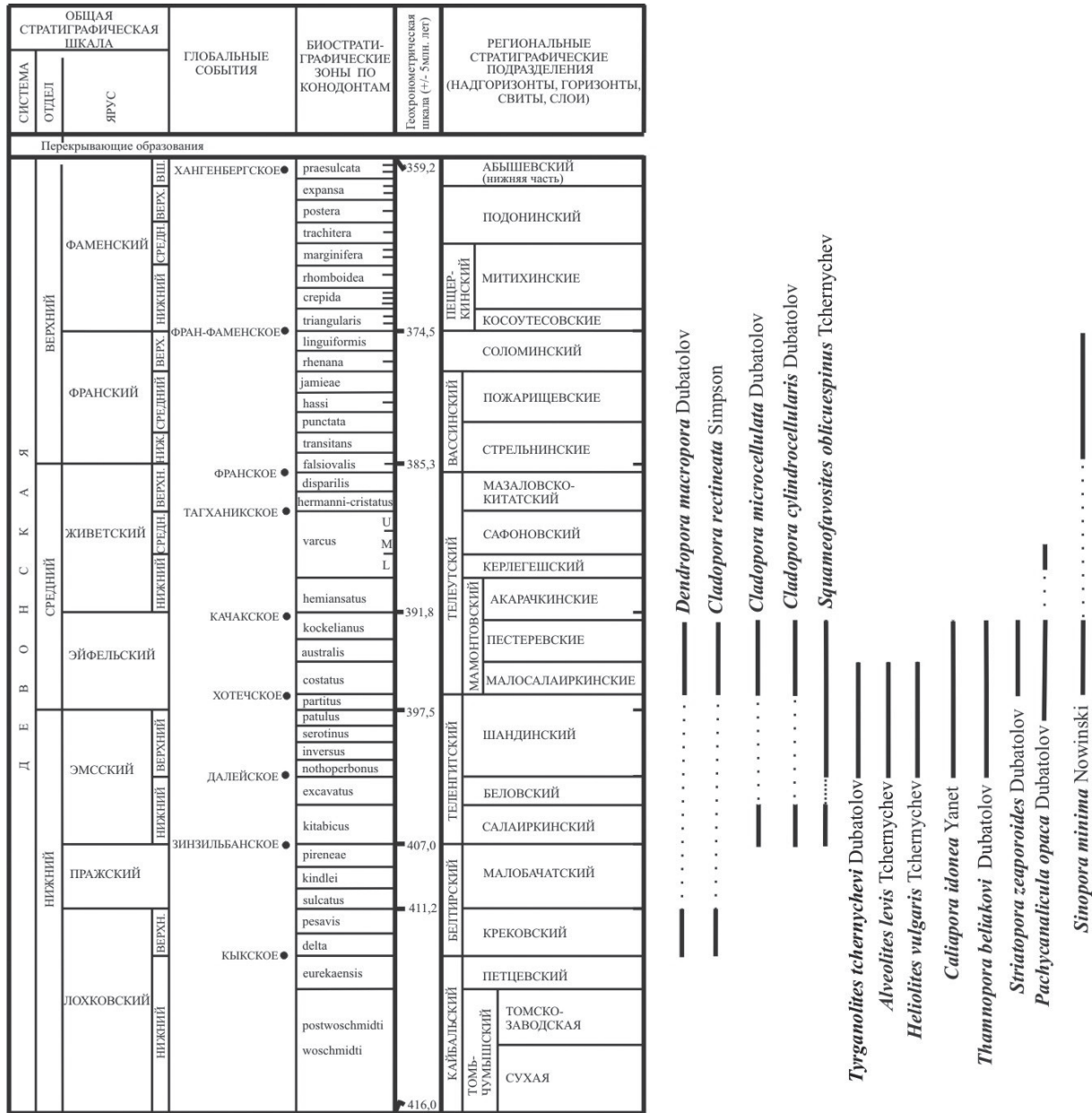


Рис. 1. Общее стратиграфическое распространение табулят и гелиолитид, установленных в мамонтовском горизонте Северо-Восточного Салаира

В малосалаиркинских и пестеревских слоях мамонтовского горизонта установлены виды (*Dendropora macropora*, *Cladopora rectineata*), которые ранее были известны только в крековском горизонте, а таксоны *Cladopora cylindrocellularis* и *Cl. microcellulata* – в салаиркинском горизонте нижнего девона [3, 6]. В то же время в этой ассоциации встречен вид *Sinopora minima*, ранее известный из позднего девона (франский век) [13].

Анализ распространения выявленных тринадцати видов мамонтовского горизонта Салаира показал, что семь из них имеют широкое географическое распространение и встречаются на Урале, Алтае, Средней Азии, Китае, Польше и Северной Америке. В количественном отношении кораллы больше представлены массивно-ветвистой или тамнопороидной формой по

систематике Б.С. Соколова [14] (рода *Thamnopora*, *Cladopora*, *Striatopora*, *Dendropora*) и в меньшей степени – массивной и пластинчатой (*Caliapora*, *Alveolites Tyrganolites*, *Heliolites*).

Форма колонии является пластичным и экологически зависимым признаком, характеризующим у морских колониальных организмов жизненную форму [15]. Возможно, что условия существования кораллов в девонском море Салаира были более благоприятны для развития ветвистых форм.

Новые находки таксонов табулят и гелиолитид в эйфельском ярусе позволяют значительно расширить фаунистическую («коралловую») характеристику мамонтовского горизонта Салаира.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН 15.

Литература

1. Петц Г.Г. Материалы к познанию фауны девонских отложений окраин Кузнецкого угленосного бассейна. // Тр. Геол. части Кабинета. СПб.: Типография М. Меркушева, 1901. Т. IV. 393 с.
2. Чудинова И.И. Девонские тамнопориды Южной Сибири // Труды ПИНБ. 1959. Т. LXXIII. С. 3–146.
3. Дубатов В.Н. Табуляты, гелиолитиды и хететиды силура и девона Кузнецкого бассейна. М.: Гостоптехиздат, 1959. 472 с.
4. Миронова Н.В. Раннедевонские табуляты Горного Алтая и Салаира // Труды СНИИГГиМС. Новосибирск: Зап.-Сиб. книж. изд-во, 1974. Вып. 163. 164 с.
5. Исаев Г.Д. Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2007. 247 с.
6. Дубатов В.Н. Позднесилурийские и девонские табуляты, гелиолитиды и хететиды Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 286 с.
7. Чудинова И.И. Табуляты нижнего и среднего девона Кузнецкого бассейна // Труды ПИН. 1964. Т. CI. С. 3–82.
8. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох и др.; Отв. ред. Е.А. Елкин. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
9. Ржонсницкая М.А. Спириферида девонских отложений Кузнецкого бассейна. М.: Госгеоллиздат, 1952. 232 с.
10. Харин Г.С. Новые данные по стратиграфии девона Восточного склона Салаира // Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1958. Вып. 61. С. 74–85.
11. Елкин Е.А. Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 154 с.
12. Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и её складчатого обрамления // Труды ИГиГ СО СССР. Новосибирск: Наука, 1987. Вып. 680. 121 с.
13. Nowinski A., Prejbisz A. Devonian Tabulate corals from Western Pomerania, Poland // Acta Palaeontologica Polonica. 1986. Vol. 31, № 3, 4. P. 237–251.
14. Основы палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечноротовые, черви. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 192–265.
15. Преображенский Б.В. Морфология и палеоэкология табулятоморфных кораллов. М.: Наука, 1982. 158 с.

АМИНОКИСЛОТЫ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БРАХИОПОДАХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА

С.Н. Шанина, Т.М. Безносова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Состав аминокислот хорошо изучен во многих современных раковинах брахиопод [1, 2]. Распределение аминокислот в брахиоподах зависит от минерального состава раковины. В фосфатсодержащих раковинах обычно доминируют аспарагиновая кислота, глицин и аланин, а в карбонатных – глицин, содержание которого может достигать 40–50% [2]. Наличие белковых соединений в ископаемых раковинах может сохраняться вплоть до мела и юры, что позволяет использовать их для отнесения к тому или иному таксономическому ряду [1, 3], а также в качестве геотемпературного индикатора [4].

Однако заметные изменения в составе и содержании аминокислот наблюдаются в раковинах брахиопод уже в течение нескольких сотен тысячелетий после захоронения. Так, при исследовании современных и плейстоценовых брахиопод Японии было установлено, что в раковинах имеющих возраст более 130 тысяч лет, по-сравнению с современными образцами повышается содержание аланина и некоторых других аминокислот [3].

После полной перекристаллизации ископаемые раковины обычно характеризуются малым количественным и качественным составом аминокислот, в связи с чем их использование как таксономического признака и геотемпературного индикатора стано-

вится практически невозможным. Так, исследования аминокислот в мезозойских (верхнемеловых) и раннеордовикских раковинах брахиопод рода *Crania* показали значительную вариацию их аминокислотного состава, несмотря на присутствие в них белковых соединений [2].

На территории европейского Северо-Востока брахиоподы являются одной из самых распространенных и хорошо изученных групп фауны, содержащихся в разнофациальных отложениях всех горизонтов нижнего палеозоя [5]. В связи с этим брахиоподы послужили материалом для исследований по выявлению реакции этих древних бентосных организмов на изменение внешних условий среды и возможных отклонений в содержании аминокислот в раковинах и вмещающих их породах в разрезе от ордовика до девона.

Для исследований были отобраны образцы пород, заключающие раковины брахиопод из силурийских и пограничных с ними отложений ордовика и девона Северного Урала (р. Илыч), Приполярного Урала (р. Кожим), гряды Чернышева (рр. Шарью, Поварница) и скважины 76-Лабаганская. Все образцы имеют точную стратиграфическую и фациальную привязку. Тимано-Североуральские карбонаты претерпели значительные катагенетические преобразования от

стадий МК₃–МК₄ до АК₁. В большинстве случаев остатки брахиопод и вмещающие их породы представлены вторичным кальцитом, часто с небольшими примесями кварца и доломита [6].

Изучение состава аминокислот в раковинах брахиопод и вмещающих их породах проводилось по методике [7]. Для извлечения аминокислот из образцов применялся кислотный гидролиз в 6М HCl. Анализ аминокислот выполнен на газовом хроматографе GC-17A (капиллярная колонка Chirasil-L-Val, детектор ДИП).

Присутствие аминокислот установлено во всех исследованных образцах. Распределение общего содержания аминокислот в изученных раковинах и породах представлено на рис. 1. Содержание аминокислот широко варьирует в изученных раковинах (0,04–0,19 мг/г раковины) и практически не изменяется в карбонатных породах (0,03–0,06 мг/г породы).

Среди индивидуальных аминокислот в раковинах и породах обычно доминируют глицин, серин, глутаминовая кислота и лейцин, а треонин, пролин и валин часто отсутствуют. В образцах установлено также присутствие D-аллоизолейцина, аминокислоты, образующейся при высоких температурах.

В изученных образцах наблюдаются существенные колебания индивидуального состава аминокислот, что вполне характерно для палеозойских раковин [2, 8]. На индивидуальный состав аминокислот палеозойских образцов может оказывать влияние значительное количество факторов, среди которых большую роль играют первичные условия осадконакопления, которые связаны с возможностью миграции или изолированностью бассейна, опреснением или соленостью его вод, течениями, штормами, увеличением поступления терригенного материала, изменениями рельефа дна. Разрушению органиче-

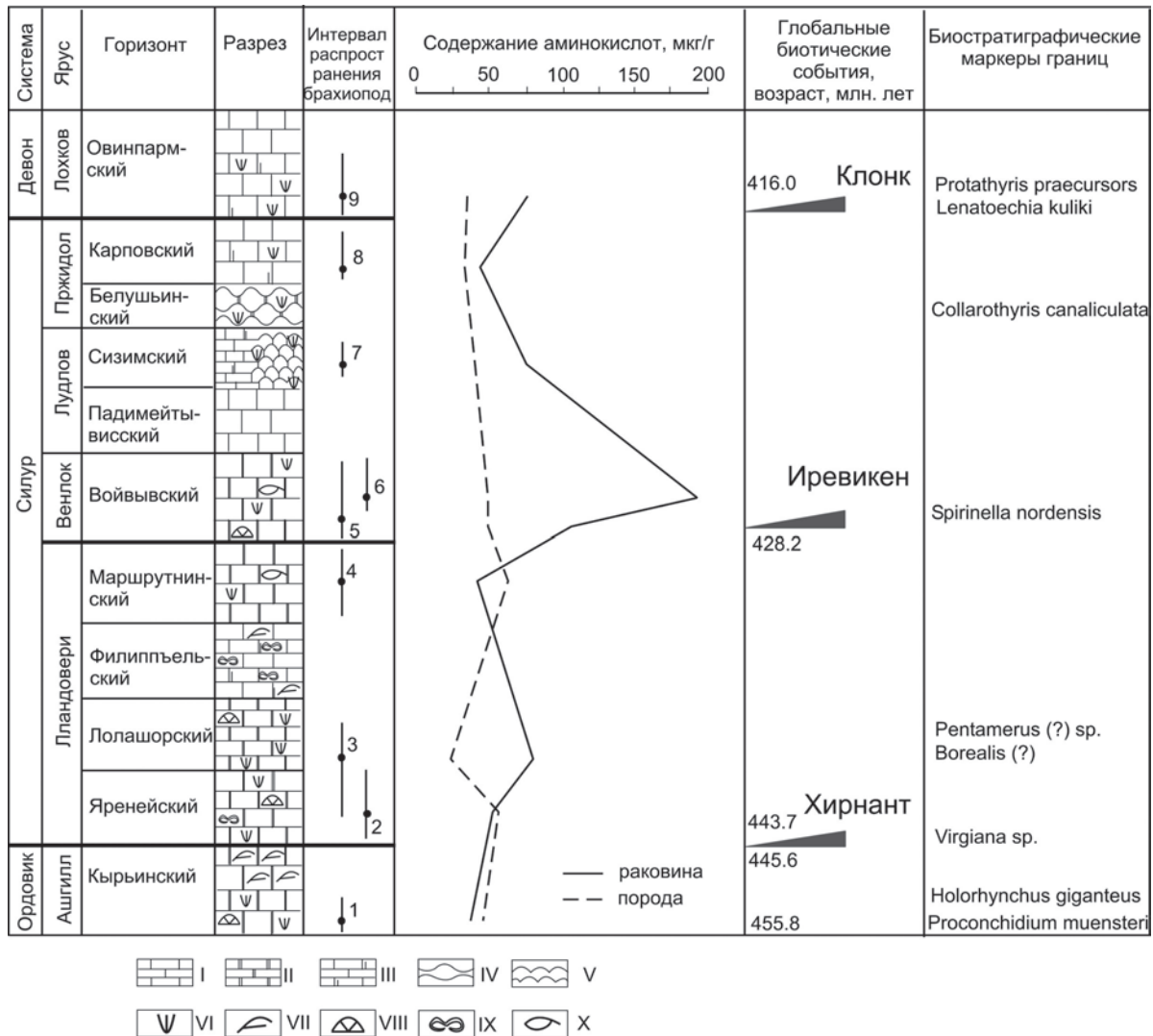


Рис. 1. Изменение содержаний аминокислот в ископаемых брахиоподах и карбонатных породах и их сопоставление с критическими событиями в развитии биоты: I – известняк; II – доломит; III – известняк доломитовый; IV – известняк биогенный; V – рифовые постройки; VI – брахиоподы; VII – водоросли; VIII – табуляты; IX – строматолиты; X – остракоды; брахиоподы: 1 – *Holorhynchus giganteus*; 2 – *Virgiana barrandei*; 3 – *Borealis samojedicus*; 4 – *Leptaena* sp.; 5 – *Spirinella nordensis*; 6 – *Protatrypa inflata*; 7 – *Conchidium novosemelicum*; 8 – *Collarothyris canaliculata*; 9 – *Lenatoechia kuliki*

ского вещества как современных, так и ископаемых организмов способствуют процессы вторичного перераспределения материала вмещающих пород, а также окислительные условия в районах современных водоемов. Большое влияние на состав и содержание аминокислот в ископаемых раковинах брахиопод оказали процессы катагенетического прогрева пород Тимано-Североуральского бассейна.

Результаты изучения раковин брахиопод показали изменение содержания в них аминокислот на рубеже ордовика и силура (увеличение концентрации аминокислот от 40 мкг/г в ордовике до 50–80 мкг/г в раннем лландовери (яренейское и лолашорское время); уменьшение концентрации до 40 мкг/г в конце лландовери (маршрутинское время), резкий подъем до 100–190 мкг/г в венлоке (войвывское время), уменьшения значений в лудлове и пржидоле до 40 мкг/г и увеличение до 80 мкг/г в раннем девоне (овинпармское время). Максимум содержания аминокислот, достигающий более 100 мкг/г, зафиксирован в образцах, отобранных непосредственно выше уровня палеонтологически доказанной границы лландовери-венлок [9].

Поскольку все исследованные образцы имеют практически один уровень катагенетического прогрева пород, то одной из причин отличия в содержании аминокислот в раковинах брахиопод единого временного интервала могут являться первичные условия их захоронения. Так, в раковинах из войвывского (нижний силур) и овинпармского (нижний девон) горизонтов белковая составляющая оказалась практически неизменной на начальных этапах диagenетических преобразований, и только дальнейшие процессы катагенетического прогрева пород привели к разрушению белковой матрицы. Это предположение хорошо согласуется с результатами изучения захоронений сообществ *Spirinella nordensis*, *Protatrypa inflata* и *Lenatoechia kuliki*, в которых присутствуют скопления целых сочлененных раковин разных размеров и различных возрастных стадий – от ювенильных до зрелых, с хорошо сохранившимися скульптурой, тонкими иглами на поверхности раковины (*S. nordensis*), а также элементами внутреннего строения. Все перечисленные признаки характерны для прижизненных захоронений брахиопод или погребений вблизи места обитания, например во время шторма.

Установленное повышенное содержание аминокислот в раковинах *Borealis samojedicus* из лолашорского горизонта Приполярного Урала, по сравнению с вмещающей породой, также хорошо согласуется с прижизненными условиями их захоронения. Следует отметить, что и захоронения *Virgiana barrandeii* из яренейского горизонта гряды Чернышева содержат раковины разных возрастных стадии от мелких (до 1 см) до более крупных (4 см), значительная часть которых сохранилась в прижизненном положении, макушкой вниз на брюшной створке. Однако эти образцы имеют более высокие температуры катагенетического прогрева, с чем, возможно, и связано более низкое содержание в них аминокислот.

Плохая «сохранность» аминокислотного состава в раковинах *Leptaena* sp. из маршрутинского горизонта лландовери и *Collarothyris canaliculata* из верхов пржидола представленных в виде отдельных не сортированных створок в породе, вероятно связана с тем, что погребение этих раковин проходило в тиховодных участках дна с глинистыми грунтами, слабым течением, в результате чего их органическое вещество могло быть изменено или даже разрушено еще на начальных этапах захоронения.

Специфический состав аминокислот в раковине *Conchidium novosemelicum* может быть объяснен отличными от остальных условиями обитания этих брахиопод, поскольку это единственный из изученных образцов, отобранный из рифогенных фаций силура.

Таким образом, результаты исследований аминокислотного состава раннепалеозойских брахиопод подтверждают тот факт, что геологический возраст остатков древних организмов не является решающим для сохранности и преобразования органического вещества [8]. В раковинах брахиопод, захороненных в одно и то же геологическое время, но в различных геологических и геохимических условиях, состав и количество аминокислот могут быть различными. Состав и содержание аминокислот в раковинах палеозойских брахиопод в значительной степени зависят от первичных условий осадконакопления и фациальной приуроченности. Несомненно, что большое влияние на состав и содержание аминокислот в ископаемых раковинах брахиопод оказали процессы катагенетического прогрева пород Тимано-Североуральского бассейна.

Полученные результаты по аминокислотам были сопоставлены с палеонтологическими данными [5, 9, 10].

Установлено, что максимальные содержания аминокислот в раковинах приурочены к рубежам экосистемных перестроек, совпадающих с переломными геологическими и биотическими событиями в истории развития Тимано-Североуральского палеобассейна на рубежах: ордовик – силур (событие Хирнант), лландовери – венлок (событие Иревикен), силур – девон (событие Клонк) (см. рис. 1).

Работа выполнена при поддержке программы РАН № 15 и НШ-7198.2010.5.

Литература

1. Walton D., Cusack M., Curry G.B. Implication of the amino acid composition of recent New Zealand brachiopods // *Palaeontology*. 1993. Vol. 36, № 4. P. 883–896.
2. Cusack M., Williams A. Evolutionary and diagenetic changes in the chemico-structure of the shell of cranioid brachiopods // *Palaeontology*. 2001. Vol. 44, № 5. P. 875–903.
3. Endo K., Walton D., Reymont R.A., Curry G.B. Fossil intracrystalline biomolecules of brachiopod shells: diagenesis

- and preserved geo-biological information // Organic Geochemistry. 1995. Vol. 23, № 7. P. 661–673.
4. Bada J.L. The racemization reaction of isoleucine used as a paleotemperature indicator // Nature. 1973. Vol. 241. P. 394–395.
 5. Безносова Т.М. Сообщества брахиопод и биостратиграфия верхнего ордовика, силура и нижнего девона северо-восточной окраины палеоконтинента Балтия. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 217 с.
 6. Шанина С.Н., Безносова Т.М., Макеев Б.А. Биогеохимические исследования раковин раннепалеозойских брахиопод Тимано-Североуральского осадочного бассейна // Материалы III Российского совещания по органической минералогии. Сыктывкар, 2009. С. 196–199.
 7. Шанина С.Н., Бушнев Д.А. Определение энантиомеров аминокислот в природных органических соединениях // II Российское совещание по органической минералогии: Материалы докл. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 2005. С. 166–167.
 8. Дроздова Т.В. Геохимия аминокислот. М.: Наука, 1977. 200 с.
 9. Безносова Т.М., Мянник П.Э. Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // ДАН. 2005. Т. 401, № 5. С. 1–4.
 10. Чехович П.А., Живкович А.Е., Медведевская Н.И., Степанова Н.А. Изотопные реперы в палеозойских разрезах Урала // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 2. С. 423–426.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОМПЛЕКСОВ БРАХИОПОД ЭМСА САЛАИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Т.А. Щербаненко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Зеравшан-Гиссарская горная область Узбекистана является ключевой для стратиграфии нижнего девона. В 1989 г. в западной части Зеравшанского хребта, в разрезе по саю Зинзильбан был установлен международный стандарт ярусной границы праги-эмса (GSSP). Эмский ярус представлен там нижней частью ходжакурганской свиты, сложенной темными, слоистыми, микритовыми, спаритовыми, турбидитными, часто окремненными известняками, обогашёнными глинистым материалом, а также линзовидными прослоями и желваками тёмных кремнистых пород.

Эмский ярус соответствует китабскому горизонту Региональной стратиграфической шкалы, подразделяющемуся на зинзильбанский, норбонакский и горлисайский подгорizontы. Ассоциация брахиопод из разрезов по саям Зинзильбан и Ходжа-Курган представлена 58 видами в составе 45 родов [1]. Изучением коллекций брахиопод ходжакурганской свиты занимались М.А. Ржонсницкая (ВСЕГЕИ), Н.М. Ларин, И.А. Ким (Ташкентгеология), Р.Т. Грацианова (ИГиГ СО РАН, в настоящее время ИНГГ СО РАН), В.П. Сапельников, Л.И. Мизенс (ИГГ УрО РАН).

Разрезы эмского возраста на Северо-Восточном Салаире признаны типовыми для всего юга Западной Сибири. Большой вклад в изучение брахиопод Салаира внесли Г.Г. Петц, М.А. Ржонсницкая, Р.Т. Грацианова, В.П. Кульков, Е.А. Иванова, Р.Е. Алексеева, А.Ю. Язиков и др. В серии разрезов Салаира (всего изучено 16 разрезов) вскрываются нижняя и верхняя границы местных стратонтов и горизонтов, соответствующих объему эмского яруса. Разрезы хорошо палеонтологически охарактеризованы (брахиоподы, кораллы, мшанки, трилобиты, конодонты, остракоды и др.) и представлены широким набором фаций: органогенно-обломочных известняков (фация А), аргиллитово-известняковая (фация В), плитчатых

известняков (фация С) и песчано-аргиллитовая (фация D) [2].

Эмскому ярусу на Салаире соответствуют суммарный хроностратиграфический объем салаиркинского, беловского и шандинского горизонтов. Брахиоподовые комплексы обильны и разнообразны. Там встречены представители 100 видов, принадлежащие 75 родам [2, 3]. Прослеживается фациальная приуроченность таксонов брахиопод – так, для наиболее пёстрого по составу шандинского горизонта выделяется 3 фациальных ассоциации брахиопод [4].

Эмские брахиоподовые комплексы Салаира и Южного Тянь-Шаня значительно отличаются друг от друга как по общему таксономическому разнообразию (суммарное число таксонов), так, собственно, и по видовым и родовым таксонам. Среди них выявлены одинаковые элементы: 16 общих родов: *Leptagonia*, *Strophochonetes*, *Gypidula*, *Devonochonetes*, *Leptaenopyxis*, *Devonaria*, *Areostrophia*, *Carinatina*, *Zdimir*, *Megastrophia*, *Leviconchidiella*, *Indelinia*, *Productella*, *Uncinulus*, *Spinatrypa*, *Schizophoria*, а также шесть общих видов (рис. 1): *Gypidula pseudoacutulobata* Rzon. (подвид *Gypidula pseudoacutulobata kitabica* Sapeln.), *Strophochonetes salairicus* Rzon., *Devonochonetes zeraвшanicus* Grats., *Leptaenopyxis bouei* (Barr.), *Areostrophia distorta* (Barr.), *Megastrophia uralensis* (Vern.).

Gypidula pseudoacutulobata Rzon. в рассматриваемых разрезах Узбекистана охватывает верхнюю часть зинзильбанского подгорizontа, норбонакский и нижнюю часть горлисайского (конодонтовые зоны *kitabicus*, *excavatus*, *nothoperbonus*, *inversus*). На Салаире *G. pseudoacutulobata* является руководящей формой для салаиркинского возраста (зона *kitabicus*). В Горном Алтае распространена в киреевских слоях.

Интервал стратиграфического распространения *Strophochonetes salairicus* Rzon. в Южном Тянь-

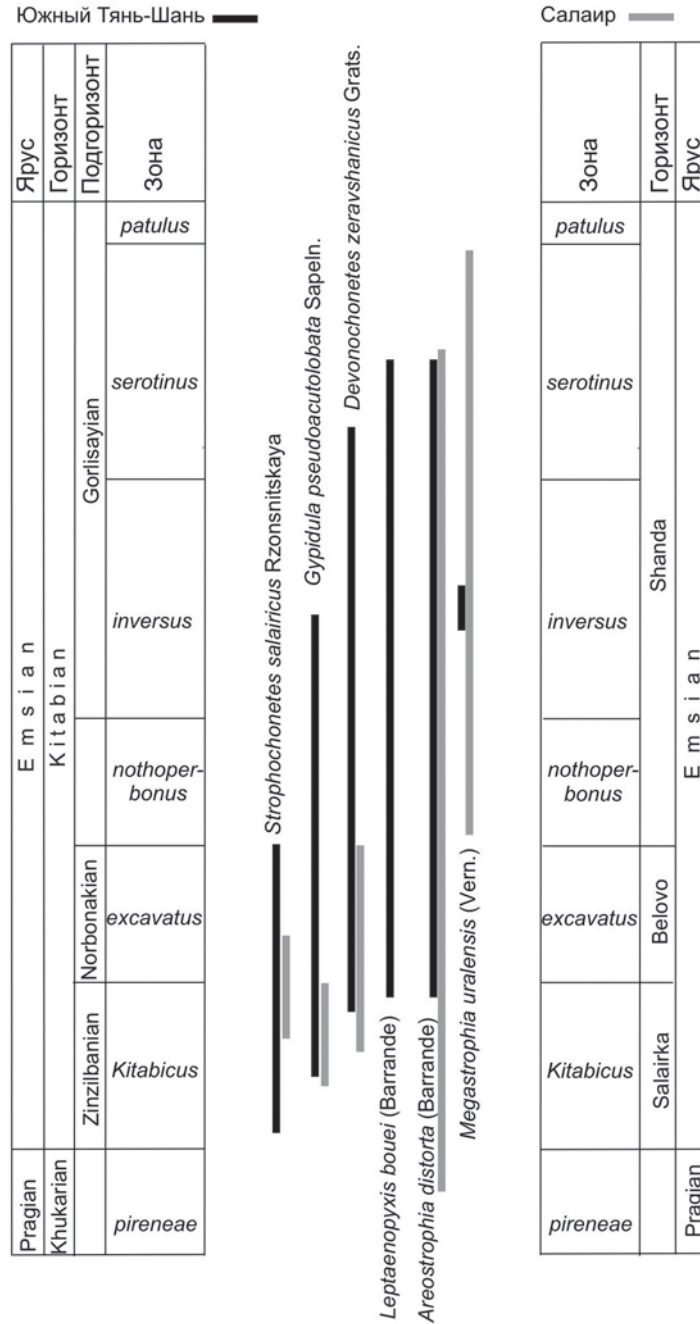


Рис. 1. Стратиграфическое распространение общих видов брахиопод эмского яруса в разрезах Салаира и Южного Тянь-Шаня [1–3]

Шане – зинзильбанский и норбонакский подгоризонты, аналогичен таковому на Салаире: салаиркинский и беловский горизонты, что соответствует конодонтовым зонам kitabicus и excavatus.

Первое появление *Devonochonetes zeravshanicus* Grats. в Южном Тянь-Шане зафиксировано в зинзильбанском подгоризонте, в верхней части зоны kitabicus, а исчезновение – в горлисайском подгоризонте, в первой четверти зоны serotinus. Время распространения на Салаире уже – верхняя часть kitabicus – excavatus. Вид также встречается в нижнем девоне Горного Алтая.

Leptaenopyxis bouei (Barr.) и *Areostrophia distorta* (Barr.) – виды широкого географического и страти-

графического распространения. Известны из конепрусских и злиховских известняков Баррандиена, якушинских и киреевских слоев Горного Алтая. На Салаире проходят из верхов пражского яруса и охватывают весь эмский интервал.

В Зеравшан-Гиссарской области встречены в верхней части зинзильбанского подгоризонта в верхах конодонтовой зоны kitabicus, а исчезают в горлисайском подгоризонте в средней части зоны serotinus.

Вид *Megastrophia uralensis* (Vern.) в разрезе по саю Ходжа – Курган появляется в горлисайском подгоризонте, в средней части конодонтовой зоны inversus. На Салаире рассматриваемый вид обнару-

жен в нижне-среднешандинских слоях (конодонтные зоны *nothoperbonus*, *inversus*, *serotinus*), встречаясь как в глинисто-карбонатной фации, так и в рифогенных известняках. *M. uralensis* имеет широкое географическое распространение: Урал, Арктика, Средняя Азия, Салаир, Горный Алтай. Для западной части Алтае-Саянской области выделена лона *Megastrophia uralensis* (Vern.) – *Zdimir pseudobaschkiricus* (Rzon.) [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН 15 и гранта Лаврентьева «Обоснование событийных рубежей в эмских осадочных бассейнах Юга Западной Сибири и Южного Тянь-Шаня на основании изучения вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ и изменения ассоциаций брахиопод и табулят».

Литература

1. *Devonian sequences of the Kitab Reserve area. Field Excursion guidebook. International Conference «Global Alignments Lower Devonian carbonate and Clastic Sequences» (SDS/IGCP 499 project joint field meeting). August 25 – September 3, 2008. Kitab State geological reserve, Uzbekistan / Eds E.A. Yolkin, A.I. Kim, J.A. Talent. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. P. 100.*
2. *Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1986. С. 143.*
3. *Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1987. С. 194.*
4. *Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Bakharev N.K. et al. Facies and faunal associations of the Telengitian (Emsian) in its type locality. Devonian of the world, Canadian Society of petroleum geologists. Calgary, Alberta, Canada, 1988. V. III. P. 193–207.*
5. *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (г. Новосибирск, 1979 г.). Ч. II: Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982. С. 128.*

СЕКЦИЯ 6. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРСКОГО МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

ФАУНА МЕЛКОВОДНЫХ ФАЦИЙ ТАРХАНСКОГО РЕГИОЯРУСА ЮЖНОЙ УКРАИНЫ (НИЖНИЙ МИОЦЕН)

И.М. Барг¹, Т.А. Иванова², О.В. Бондарь¹, Д.А. Старин²

¹ Днепропетровский национальный университет им. Олеса Гончара, г. Днепропетровск, Украина

² НИИ геологии Днепропетровского национального университета им. Олеса Гончара, г. Днепропетровск, Украина

Фауна тарханского региояруса Восточного Паратетиса отличается переходным ниже-средне-миоценовым обликом, что до сих пор вызывает дискуссии относительно стратиграфического положения данного подразделения.

На юге Украины тарханские отложения наиболее развиты в Крыму [1, 3, 6, 7, 10 и др.], где представлены в основном глубоководными фациями. Севернее, в области Борисфенского залива, фрагментарно распространены мелководные аналоги тархана – томаковские слои. Известно всего несколько пунктов их находок на южном склоне Украинского щита в Днепропетровской и Запорожской областях [10]. В настоящее время наиболее доступны для исследований обнажения с. Каменка, с. Бабурка – практически единственные в этом регионе палеонтологически охарактеризованные местонахождения аналогов тарханского региояруса.

Наиболее полный и фаунистически интересный разрез томаковских слоев недавно изучен нами в обнажении близ с. Бабурка (Запорожская область), в районе дачных участков.

Разрез вскрывается в западном борту балки Бабурка, под четвертичными суглинками. Представлен песчано-глинистыми, песчано-галечными отложениями мощностью до 6,0 м с интенсивными следами ожелезнения; часто наблюдаются створки раковин и детрит устриц *Ostrea edulis digitalina* Dub., *Crassostrea gryphoides gingensis* (Schloth.). Породы подстилаются каолинами (корой выветривания кристаллических образований докембрия). В разрезе томаковских слоев данного района выделяются три пачки пород (описание дано снизу вверх).

1. Пачка светло-серых глинистых песков с галькой и остатками *Crassostrea gryphoides gingensis* (Schloth.). По латерали замещается серо-зелеными бескарбонатными песчанистыми глинами без фауны. Видимая мощность 0,1–1,5 м.

2. Пачка переслаивания серовато-зеленых, интенсивно окрашенных гидроокислами железа косослоистых песков и галечников содержит многочисленные створки устриц; по простирацию сменяется зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами с кварцевой галькой, в кровле которых фиксируется слой с *Crassostrea*

gryphoides gingensis (Schloth.), *Ostrea edulis digitalina* Dub. Слой с устрицами содержит микрофаунистические остатки: фораминиферы *Textularia tarchanensis* Bogd., *Globulina* cf. *gibba* Orb., *Guttulina* cf. *austriaca* Orb., *Cibicides* sp., *Discorbis* cf. *squamulus* Reuss, *D.* sp., *Florilus boueanus* (Orb.), *Ammonia maschanliensis* (Pron.), *A.* ex gr. *beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.), etc., остракоды *Leptocythere* ex gr. *cellula* Liv., а также разнообразные мшанки, иглы и таблички морских ежей. Мощность пачки 0,7–1,7 м.

3. Пачка светло-серых уплотненных мелкозернистых глинистых песков со слабыми следами ожелезнения в подошве; иногда с галькой и створками устриц. Кроме *Crassostrea gryphoides gingensis* (Schloth.), здесь присутствуют крылоногие моллюски *Spiratella andrussovi tschokrakensis* (Zhizh.), фораминиферы *Textularia tarchanensis* Bogd., *T. deperdita* Orb., *Globulina* cf. *striata* Egg., *Guttulina* cf. *austriaca* Orb., *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Cibicidoides* cf. *abnormis* (Pishv.), *C.* spp., *Discorbis obtusus* (Orb.), *D.* cf. *squamulus* Reuss, *D.* spp., *Conorbina* aff. *miocaenica* Krash., *Florilus boueanus* (Orb.), *Pararotalia bullaformis* (Pron.), *P.* cf. *audouini* Orb., *Ammonia maschanliensis* (Pron.), *A. subbeccarii* (Pron.), *A.* ex gr. *beccarii* (L.), *A.* aff. *pshechensis* (Krash.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E.* cf. *kvesanensis* Archv., *Robertina* ? sp., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *B. floridana* Macf., *Buliminella* sp., *Angulogerina* sp., *Caucasina spinulifera* Bogd., etc., остракоды *Cytheridea mulleri* (Munst.), *Loxococoncha carinata* Lnk., *L. carinata alata* Schn., *L.* sp., *Leptocythere* ex gr. *cellula* Liv., *Leptocythere* sp., *Callistocythere* cf. *canaliculata* (Reuss), *Carinocythereis* cf. *elegantissima* (Lnl.), *Cytherura obscura* Lul., *Cytherura* sp., *Costa* cf. *edwardsii* (Roemer), *Cytheretta* aff. *edwardsi* (Roemer), разнообразные мшанки, иглы и таблички морских ежей. Фациально замещается пачкой зеленовато-серых, с пятнами гидроокислов железа, песчанистых известковых глин, в кровле сменяющихся бескарбонатными, вязкими, зелеными и шоколадными глинами и обохренными песками; в основании пачки наблюдаются редкие моллюски *Chlamys domgeri* (Mikh.), *Turritella* cf. *pythagoraica* Hilber. Мощность 1,5–3,0 м.

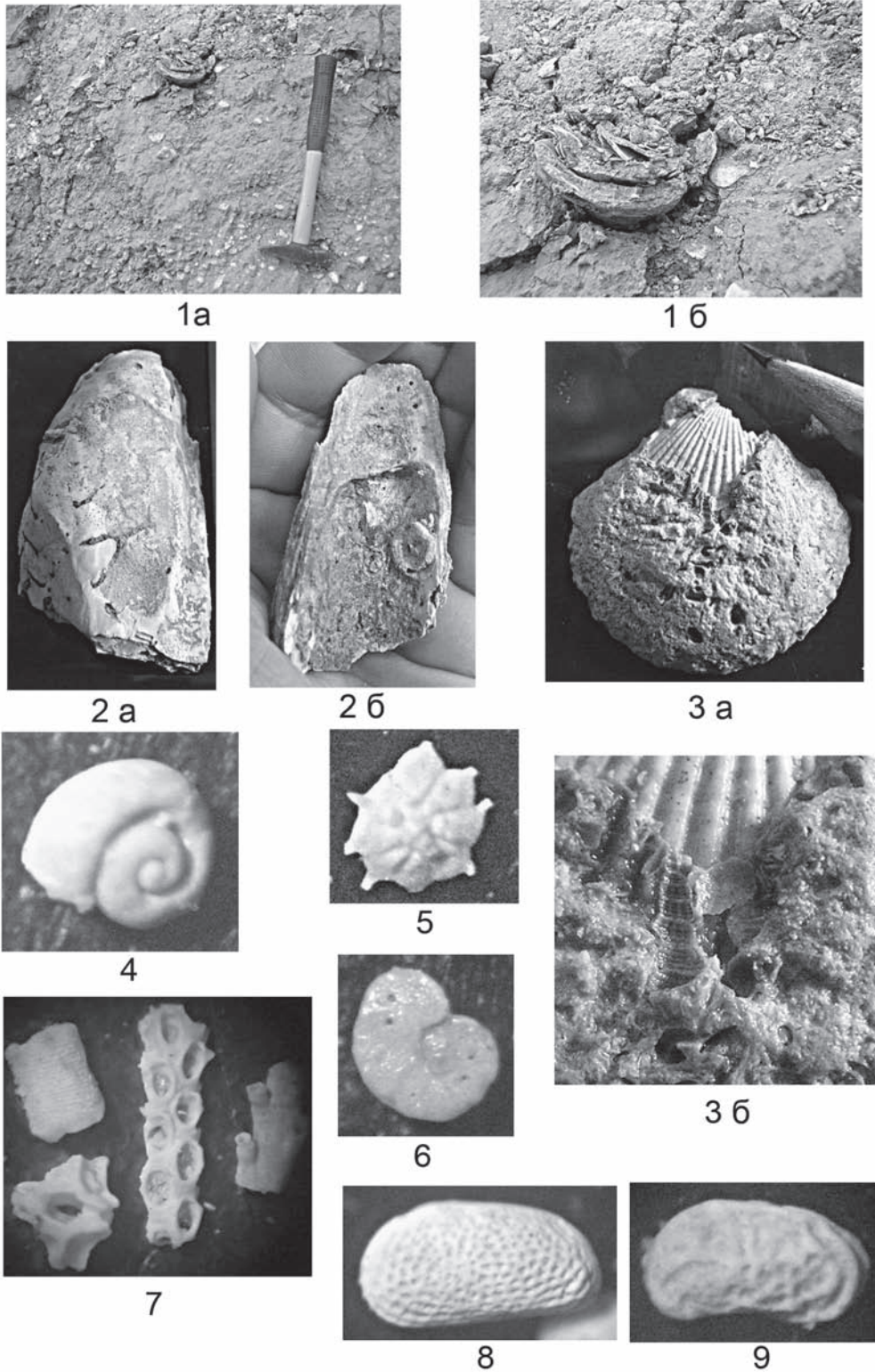


Рис. 1. Фауна томаковских слоев Южной Украины (с. Бабурка, Запорожская область): 1 – обнажение томаковских слоев (средняя пачка): а – общий вид обнажения; б – фрагмент раковины *Ostrea edulis digitalina* Dub.; 2 – *Crassostrea gryphoides* (Schloth.), средняя пачка, натур. велич.: а – левая створка, вид снаружи; б – левая створка, инкрустированная трубками *Spirorbis*, вид изнутри; 3 – *Chlamys domgeri* (Mikh.), верхняя пачка: а – правая створка, покрытая карбонатной «рубашкой», вид снаружи, $\times 1,5$; б – фрагмент правой створки с отпечатком раковины *Turritella* cf. *pythagoraica* Hilber, $\times 4,5$; 4 – *Spiratella andrussovi tschokrakensis* (Zhizh.), вид со стороны завитка, верхняя пачка, $\times 47$; 5 – *Pararotalia bullaformis* (Pron.), брюшная сторона, верхняя пачка, $\times 55$; 6 – *Cibicidoides* cf. *abnormis* (Pishv.), спинная сторона, верхняя пачка, $\times 70$; 7 – фрагменты колоний мшанок, верхняя пачка, $\times 40$; 8 – *Cytheridea mülleri* (Münst.), левая створка, вид снаружи, верхняя пачка, $\times 54$; 9 – *Callistocythere* cf. *canaliculata* (Reuss), левая створка, вид снаружи, верхняя пачка, $\times 80$

Сравнивая данный разрез с описанными ранее [2, 8, 10 и др.], следует отметить, что в балке Бабурка обнажаются наиболее мелководные, палеонтологически охарактеризованные образования томаковских слоев, переходящие в прибрежные осадки, не содержащие фауны. Интересно, что в подобном разрезе все же удалось установить особенности вертикального распределения биоты, а именно – выделить три комплекса фауны (характерная фауна приведена на рис. 1).

Первый, связанный с нижней песчаной пачкой, включает только створки *Crassostrea*.

Второй, выделенный в средней, песчано-галечниковой пачке, содержит, помимо многочисленных устриц, остатки других мелководных организмов, в частности, редкие сугубо тарханские виды фораминифер (*Textularia tarhanensis* Bogd., *Ammonia maschanliensis* (Pron.)).

Третий, зафиксированный в верхней песчаной пачке, наиболее разнообразный – объединяет как устриц, так и другие двустворок, мелких, в том числе планктонных, гастропод, несколько более глубоководную ассоциацию фораминифер и остракод, среди которых тарханские виды развиты более, чем в предыдущем комплексе.

Установленные комплексы содержат характерные тарханские виды (*Textularia tarhanensis* Bogd., *Pararotalia bullaformis* (Pron.), *Ammonia maschanliensis* (Pron.), *A. subbeccarii* (Pron.), *Globigerina tarhanensis* Subb. et Chutz., *Bolivina tarhanensis* Subb. et Chutz.), а последовательность комплексов в разрезе подобна приведенной О.И. Джанелидзе для устричников тарханского горизонта Восточной Грузии [4].

Благодаря близости Борисфенского залива, в котором формировались томаковские слои, к Западному Паратетису, биота этих слоев содержит, помимо руководящих тарханских видов, многочисленные таксоны, типовые формы которых известны из миоцена западных областей Украины и Европы (*Turritella* cf. *pythagoraica* Hilber., *Discorbis obtusus* (Orb.), *D.* cf. *squamulus* Reuss, *Conorbina* aff. *miocaenica* Krash., *Cibicidoides* cf. *abnormis* (Pishv.), *Carinocythereis* cf. *elegantissima* (Lnlk.), *Costa* cf. *edwardsii* (Roemer), *Cytheretta* aff. *edwardsi* (Roemer) etc.).

В составе фауны томаковских слоев присутствуют как нижне-, так и среднемиоценовые элементы, что свойственно пограничным стратиграфическим подразделениям. В этом случае для решения вопроса о возрасте важное значение приобретает совместное наличие в разрезах с. Каменка Днепропетровской

области устриц и онкофор [2, 8 и др.] – последние встречаются только в нижнем миоцене Паратетиса. Вспомогательное значение имеет широкое развитие в томаковских слоях Бабурки, а также их аналогах в Грузии и Азербайджане [4, 9] шиповатых роталиид *Pararotalia bullaformis* (Pron.), а в разрезах Бабурки, кроме того, *P.* cf. *audouini* Orb. Вид *Pararotalia bullaformis* (Pron.) описан из тарханских отложений Азербайджана [9] и в более молодых отложениях не известен, вид *P. audouini* Orb., являющийся транзитным палеоген-неогеновым таксоном, приведен В.А. Крашенинниковым в списках видов, наиболее развитых в мелководных фациях бурдигала Сирии [5 и др.].

Литература

1. Барг И.М., Степаняк Ю.Д. Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. Днепропетровск: Монолит, 2003. 170 с.
2. Барг И.М., Степаняк Ю.Д. Моллюски томаковских слоев Южной Украины. Днепропетровск: Монолит, 2005. 196 с.
3. Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски чокракского и тарханского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с.
4. Джанелидзе О.И. Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1970. 181 с.
5. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. и др. Миоцен северо-восточной Атлантики и Восточного Средиземноморья (биостратиграфия, палеоэкология, палеогеография). М.: Научный мир, 1999. 185 с.
6. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский и конкский регионарсы (стратиграфия, микропалеонтология, биономия, палеогеографические связи). М.: Научный мир, 2003. 134 с.
7. Носовский М.Ф., Барг И.М., Коненкова И.Д. Стратиграфия миоценовых отложений Керченского полуострова // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: ДГУ, 1978. С. 10–21.
8. Носовский М.Ф. Об условиях образования и возрасте онкофорных и томаковских слоев Южной Украины // Науч. зап. Днепропетров. ун-та. Днепропетровск: ДГУ, 1957. С. 97–105.
9. Пронина М.Т. Отложения среднего миоцена с фауной новых видов *Rotalia* Джебраильского района (Азербайджан) // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-геогр. наук. 1959. № 1. С. 55–61.
10. Стратиграфія УРСР. Київ: Наукова думка, 1975. Т. 10: Неоген. 272 с.

РАДИОЛЯРИИ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА И НИЖНЕГО БЕРРИАСА РАЗРЕЗА НОРДВИК (СЕВЕР СРЕДНЕЙ СИБИРИ)

Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Разрез пограничных слоев юры и мела в районе мыса Урдюк-Хая на полуострове Нордвик является

одним из лучших объектов для изучения волжского яруса и берриаса в Арктической области, характеризу-

ется богатыми комплексами фоссилий и детально разработанной стратиграфией [1, 4]. В течение последних лет ведутся детальные работы по стратиграфии разреза, его корреляции с тетичскими разрезами, обсуждается вероятное положение границы юры и мела [5, 6]. В ходе полевых работ 2003 г. В.А. Захаровым и М.А. Роговым были собраны пробы на радиолярии (фосфатно-карбонатные конкреции), в которых удалось обнаружить представительные комплексы хорошей, а в некоторых случаях и уникальной сохранности. Результативные находки были сделаны в отложениях среднего и верхнего подъярусов волжского яруса, а также в нижнем берриасе. Ниже приводится краткое описание этой части разреза [5].

**Юрская система, волжский ярус,
средний подъярус**

Зона *Epivirgatites variabilis*, пачка V

Глина глауконито-лептохлоритовая, аргиллитоподобная, оскольчатая, темно-серая, с голубоватым оттенком, с мелкими желваками пирита. В основании и в средней части пачки прослеживаются два ряда караваеобразных конкреций фосфатно-карбонатного состава. Встречаются аммониты *Epivirgatites variabilis* Schulgina, *Lauegites* sp. aff. *L. stschurowskii* Nikitin. Радиолярии обнаружены в конкрециях верхнего ряда и представлены комплексом с *Arctocapsula magna* Bragin, *A. spp.*, *Acaeniotylopsis* sp., *Archaeospongoprunum* sp. cf. *A. klingi* Pessagno, *Higumastra* sp., *Orbiculiforma* sp. aff. *O. teres* Hull, *Parvicingula* sp., *Praeconocaryomma* sp. cf. *P. spinosa* Yang, *Praeparvicingula* sp. cf. *P. sencilla* Hull, *P. cappa* (Cortese), *Staurosphaera* sp. cf. *S. amplissima* Foreman, *Stylospongia* sp. aff. *S. longispina* (Rust). Мощность 3 м.

Зона *Praechetaites exoticus*

Глина, сходная с породами предыдущей зоны, но без конкреций. Мощность 1,3 м.

**Верхний подъярус, зона *Craspedites okensis*,
пачка VI**

Глина аргиллитоподобная, состоящая из чередующихся прослоев темно-серого, коричневатого и голубовато-серого цвета. Прослеживаются 9 рядов фосфатно-карбонатных конкреций. Встречаются аммониты *Virgatosphinctes bicostatus* Schulgina, *Craspedites okensis* d'Orb. Мощность 7 м.

Зона *Craspedites taimyrensis*, пачка VII

Глина аргиллитоподобная, темно-серая, со стяжениями пирита и тремя рядами конкреций фосфатно-карбонатного состава. Аммониты *Craspedites (Taimyroceras) canadensis canadensis* Jeletz. Мощность 4,2 м.

Зона *Chetaites chetae*, пачка VIII

Глина тонкослоистая, темно-серая, с коричневатым оттенком. К пачке приурочены два ряда эллипсоидальных конкреций фосфатно-карбонатного состава. Аммониты *Chetaites* sp. cf. *C. chetae* Shulg. В конкрециях встречены радиолярии *Acaeniotylopsis* sp., *Arctocapsula perforata* Bragin, *A. incompta* Bragin, *A. sp. aff. A. incompta* Bragin, *A. sp.*, *Bagotum?* sp., *Cruccella* sp. cf. *C. theokafkensis* Baumgartner, *Echinocampe aliferum* Bragin, *E. cristatum* Bragin, *E. aculeatum* Bragin, *E. sp.*, *Glomeropyle* sp., *Haliomma* sp., *Napora* sp., *Nordvikella elegans* Bragin, *N. improcera* Bragin, *Orbiculiforma* sp. aff. *O. railensis* Pessagno, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Praeparvicingula rotunda* Hull, *Tertoniidae* gen. et sp. indet. Мощность 1,2 м.

**Меловая система, нижний отдел,
берриасский ярус**

Зона *Chetaites sibiricus*, пачка IX

Глина местами аргиллитоподобная, темно-серая. К основанию приурочен тонкий пласт коричневатосерого и серого фосфатного известняка. Выше встречаются конкреции фосфатно-карбонатного состава. Аммониты *Praetollia* sp. ex gr. *maynci* Spath, *Chetaites* sp. cf. *C. sibiricus* Shulg. В нижнем 1,0 м этой пачки в конкрециях обнаружен тот же комплекс радиолярий, что и в пачке VIII. Мощность 4,0 м.

Таким образом, в разрезе Нордвик обнаружены два комплекса радиолярий. Первый комплекс приурочен к пачке V и имеет средневолжский возраст; в его составе доминируют представители типично бореального семейства Echinocampidae (род *Arctocapsula*), помимо них обычны виды рода *Praeparvicingula*, в том числе *P. cappa* (Cortese), описанный из средиземноморских разрезов [9, 11]. Из спумеллярий обычен вид *Praeconocaryomma spinosa* Yang, известный в Калифорнии [14]. Остальные виды определены в открытой номенклатуре и потому не могут быть надежным материалом для сравнительного анализа. Тем не менее, можно легко заметить обычное для высокоширотных комплексов численное доминирование немногих типично бореальных таксонов.

Второй комплекс найден в отложениях верхней части верхневолжского подъяруса и в низах берриаса (зоны *Chetaites chetae* и *Chetaites sibiricus*). В его составе также доминируют представители семейства Echinocampidae, причем они становятся более разнообразными: помимо известного ниже рода *Arctocapsula* здесь появляются еще два рода: *Echinocampe* и *Arctocapsula*. Из ранее известных таксонов здесь встречен *Parvicingula khabakovi*, описанный из валанжина Корякского нагорья [3] и позднее встреченный в верхней юре (кимеридж-титон) Калифорнии [12], Мексики [10], а также верхнеюрско-нижнемеловых (кимеридж – ва-

ланжин) Корякского нагорья [2]. Из кимериджа – титона Мексики описан также вид *Praeparvicingula rotunda*, скорее всего имеющий бореальное происхождение, как и другие виды этого рода [10].

Остальные виды комплекса либо являются новыми, либо определены в открытой номенклатуре и поэтому не имеют решающего значения для анализа. Тем не менее, можно отметить, что ни один из видов комплекса не известен из типичных низкоширотных (тетических) разрезов. Полностью отсутствуют характерные для низких широт высокие таксоны: семейства Williriedellidae и Saturnalidae. Но особенно интересно полное отсутствие здесь семейства Pantanelliidae. Ранее выдвигалась точка зрения о том, что это семейство может служить таксоном-индикатором низких широт [13], и действительно, большинство видов этого семейства описаны и встречены только в тетических областях, а также в конвергентной области запада Северной Америки. Позднее были внесены некоторые уточнения, поскольку некоторые виды семейства удалось обнаружить в составе переходных (южнобореальных) комплексов верхней юры Восточно-Европейской платформы [8]. В свете этого особенно важно полное отсутствие пантанеллиид в составе комплексов Нордвика, что позволяет считать их типично бореальными.

Таким образом, ассоциация радиолярий верхневожского подъяруса разреза Нордвик состоит практически исключительно из высокоширотных таксонов, и это означает, что изученный комплекс может считаться типично бореальным. В дальнейшем требуется установить географическое распространение подобных комплексов, что позволит в будущем очертить границы бореальной или арктобореальной палеобиохории. Пока это невозможно, так как выявлено и описано лишь очень малое число достоверных бореальных (в том числе южнобореальных) комплексов вожского яруса.

Вторая проблема, которую требуется рассмотреть, связана со стратиграфическим распространением изученных комплексов и перспективами использования радиолярий в расчленении бореальных разрезов. Разрез Нордвик представляет большой интерес, так как здесь выделяется в полном объеме вожский ярус и присутствует граница юрской и меловой систем. Но прежде чем оценить биостратиграфические перспективы радиолярий, необходимо вкратце обратиться к опыту радиоляриевой биостратиграфии в более южных районах.

К настоящему времени по радиоляриям разработана весьма детальная зональная шкала для интервала «средняя юра – нижний мел» тетических областей [7]. В ходе ее составления было установлено, что подавляющее большинство радиолярий юры – мела имеют весьма значительные интервалы стратиграфического распространения. Вследствие этого зональная шкала для верхней юры и нижнего мела построена с учетом практически всех хорошо известных видов, по

методике унитарных ассоциаций. Установление той или иной зоны возможно лишь при наличии богатого комплекса хорошей сохранности, когда удастся определить виды, не прибегая к открытой номенклатуре. В этом случае возможно выделение весьма дробных зон. Но в разрезе Нордвик прослеживание тетических зон в настоящее время невозможно.

Другим важным аспектом является проблема проведения границы юры и мела по радиоляриям – границы, которая при всей геологической значимости не отмечена существенными сменами состава биоты, какую бы группу стратиграфически важных фоссилий мы ни взяли. Радиолярии не составляют исключение, и неслучайно в зональной шкале для низких широт [7] граница юры и мела проведена внутри зоны 13 (верхи верхнего титона – нижний берриас). Кроме того, само проведение этой границы в бореальных районах, а также объем вожского яруса являются предметом дискуссий.

В настоящее время разрез Нордвик очень неравномерно охарактеризован радиоляриями; первый комплекс найден в среднем подъярусе вожского яруса, второй комплекс обнаружен в верхах верхнего подъяруса вожского яруса – низах берриаса. Между интервалами распространения данных комплексов радиолярии пока не найдены. Необходимо отметить большое различие между средневожским и верхневожско-берриасским комплексами: в их составе нет ни одного общего вида, да и родовой состав существенно различен. По-видимому, это различие вызвано быстрыми сменами таксономического состава и полным обновлением комплекса радиолярий в конце юры; мы просто не можем пока видеть, на каких рубежах происходили эти смены, и какова была их динамика. При большей полноте материала данные по радиоляриям позволят обосновать здесь выделение дробных биостратонов, которые, конечно, будут очень сильно отличаться по палеонтологической характеристике от тетических, но, тем не менее, позволят детально расчленять разрез.

Это предполагаемое быстрое изменение таксономического состава комплексов радиолярий совершенно не наблюдается на границе юры и мела: как в верхах вожского яруса, так и в низах берриаса найден один и тот же комплекс. Весьма вероятно, что при наличии более полного материала и выделении радиоляриевых биостратонов граница юры и мела окажется внутри одной радиоляриевой зоны, точно так же, как имеет место в зональной шкале для низкоширотных районов [7].

Выводы:

1. В разрезе вожского яруса и берриаса на п-ове Нордвик обнаружены два комплекса радиолярий: средневожский и поздневожско-раннеберриасский. Комплексы сильно отличаются друг от друга по таксономическому составу, что позволяет предполагать их быстрое обновление в течение второй половины вожского века. На рубеже юры и мела состав радио-

лярий не изменяется, что согласуется с данными по развитию радиоларий в тетических регионах.

2. В составе изученных комплексов качественно и количественно доминируют новые виды, а также виды, известные только в бореальных регионах. В небольшом количестве встречены виды, известные в южнобореальных и переходных разрезах; последние могут представлять ценность для корреляции. Отличия изученных комплексов от известных тетических чрезвычайно велики.

Работа осуществлялась при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 15 «Происхождение жизни и эволюция геобиологических систем» и проекта РФФИ 09-05-00342-а.

Литература

1. Басов В.А., Захаров В.А., Иванова Е.Ф. и др. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Паткса, Анабарский залив) // Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Л.: Наука: 1970. Вып. 29. С. 14–31.
2. Вишневецкая В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.
3. Дундо О.П., Жамойда А.И. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиоларий // Геология Корякского нагорья. М.: Недра, 1963. С. 64–86.
4. Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на полуострове Пакса, Анабарский залив (север Средней Сибири) // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. М.: Наука, 1983. Вып. 528. С. 56–99.
5. Захаров В.А., Рогов М.А. Новые данные по пограничным отложениям юры и мела в Арктике (полуостров Нордвик, Северная Сибирь) // Материалы Третьего Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Саратов, 26–30 сентября 2006. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 61–63.
6. Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 3. С. 63–75.
7. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. de Geol. Lausanne. 1995. № 23. 1172 p.
8. Bragin N.Yu. Radiolaria from the phosphorite basal horizons of the Volgian stage in the Moscow region (Russia) // Revue de Micropal. 1997. Vol. 40, № 4. P. 283–296.
9. Cortese G. Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines // Paleopelagos. 1993. № 3. P. 165–185.
10. Hull D.M. Upper Jurassic tethyan and southern boreal radiolarians from western North America // Micropaleontology. 1997. Vol. 43, supp. 2. P. 1–202.
11. Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // Micropaleontology special issues. 1999. Vol. 45, № 1. P. 1–96.
12. Pessagno E.A. Jr. Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // Micropaleontology. 1977. Vol. 23, № 1. P. 56–113.
13. Pessagno E.A., Jr., Longoria J.F., MacLeod N. et al. Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian – Upper Tithonian) Pantaneliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications // Cushman Found. Foramin. Res. Spec. Publ. 1987. № 20. P. 1–55.
14. Yang Q. Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) Radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico // Palaeoworld. 1993. № 3. P. 1–164.

РАДИОЛЯРИИ ИЗ АНОКСИЙНОГО ГОРИЗОНТА ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ СЕНОМАНА И ТУРОНА ГОРЫ СЕЛЬ-БУХРА (ГОРНЫЙ КРЫМ, УКРАИНА)

Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

На рубеже сеномана и турона протекало глобальное «Океаническое Аноксийное событие – 2» (ОАЕ-2) [7], следствием которого было образование богатых органикой прослоев, являющихся в настоящее время важными региональными маркерами. В Италии – это горизонт Бонарелли (черные битуминозные сланцы), на Кавказе – ананурский горизонт, также представленный черными сланцами. В Крыму отложения, сформировавшиеся во время протекания ОАЕ-2, представлены светло-голубыми и темно-серыми глинистыми известняками (разрез горы Сель-Бухра) или темно-коричневыми битуминозными мергелями (разрез оврага Аксудере).

Многолетние исследования верхнемеловых радиоларий Горного Крыма позволили получить представление о развитии в данном регионе этой группы микрофоссилий за время, предшествующее аноксии и после ее завершения [1, 3]. Установлено, что ассоциации радиоларий, развивавшиеся до и после аноксии, имеют до 80% общих видов. Данные выводы подтверждают представления зарубежных коллег о развитии радиоларий на рубеже сеномана – турона в Италии и Испании. Так, М. Маркуччи-Пассерини, изучившая радиоларии из отложений сеномана – турона Центральных Апеннин [6], считает, что радиоларии толерантны к эвтрофным условиям.

Л. О'Догерти установил, что планктонные фоссилии горизонта Бонарелли главным образом представлены радиоляриями [4]. В целом, сложилось мнение о том, что радиолярии не испытали сколько-нибудь значительного вымирания в это время. Тем не менее данные по радиоляриям собственно из аноксидных слоев оставались пока недостаточными.

Первые данные о радиоляриях из аноксидных слоев Горного Крыма были получены В.С. Вишневской, которой удалось выделить обедненный комплекс радиолярий плохой сохранности. Выделенный комплекс был охарактеризован необычно мелкими формами, что интерпретировалось как следствие угнетающего воздействия аноксии на радиолярий [2]. В 2009 г. Н.Ю. Брагиным повторно изучены пограничные отложения сеномана – турона южного склона разреза горы Сель-Бухра (Украина, Горный Крым). Образцы на радиолярий были отобраны непосредственно из богатых органикой слоев, отражающих ОАЕ-2. В результате химического препарирования отобранных образцов впервые из аноксидного слоя выделен представительный комплекс радиолярий удовлетворительной сохранности, позволяющий уточнить представления об истории развития радиолярий в течение события ОАЕ-2.

Материалы

На южном склоне горы Сель-Бухра аноксидные слои представляют светло-серые и темно-серые тонкослоистые мергели небольшой мощности, составляющей 25 см. Наиболее результативный образец, отобранный непосредственно из этих отложений (обр. № 09-3-14), содержит остатки радиолярий: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Alievium sculptus* (Squinabol), *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, *Archaeospongoprimum cortinaensis* Pessagno, *Becus regius* O'Dogherty, *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, *C. euganea* (Squinabol), *C. robusta* Bragina, *Crucella cachensis* Pessagno, *Cr. latum* (Lipman), *Cr. messinae* Pessagno, *Dactyliosphaera silviae* Squinabol, *Falsocromyodrimus mirabilis* (Squinabol), *Halesium quadratum* Pessagno, *H. sexangulum* Pessagno, *Hexapyramis perforatum* Bragina, *Orbiculiforma cachensis* Pessagno, *Paronaella spica* Bragina, *Patellula cognata* O'Dogherty, *Patulibracchium woodlandensis* Pessagno, *Phaseliforma inflata* Bragina, *Praeconocaryomma californiensis* Pessagno, *P. lipmanae* Pessagno, *Pseudoacanthosphaera magnifica* (Squinabol), *P. superba* (Squinabol), *Quadrigastrum insulsum* O'Dogherty, *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), *Savaryella novalensis* (Squinabol), *Staurosphaeretta wisniowskii* (Squinabol), *Triactoma cellulosa* Foreman, *T. micropora* Bragina, *Vitorfus brustolensis* (Squinabol), *V. campbelli* Pessagno, *V. morini* Empson-Morin, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Archaeodictyomitra squinaboli* Pessagno, *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Diacanthocapsa ancus* (Foreman), *D. antiqua* (Squinabol), *D. rara* Squinabol, *Dictyomitra montisserei* (Squin-

abol), *Distylocapsa veneta* (Squinabol), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Petasisiforma glascocksensis* Pessagno, *Phalangites hastatus* O'Dogherty, *Pseudoeucyrtis tavaricus* Bragina, *Rhopalosyringium euganeum* (Squinabol), *Stichomitra communis* Squinabol, *S. insignis* (Squinabol), *S. magna* Squinabol, *Torculum coronatum* (Squinabol), *Tubulistrum guttaeformis* (Bragina), *Xitus asymbatos* (Foreman). Позднесеноманский возраст изученного комплекса определен по присутствию *Dactyliosphaera silviae* – вида-индекса одноименной зоны сеномана, предложенной для отложений верхнего мела Италии и Испании Л. О'Догерти [4], и отсутствию *Alievium superbum* – вида-индекса одноименной зоны турона [5].

Обсуждение результатов

Анализируемый комплекс имеет достаточно хорошую сохранность и может быть использован для изучения таксономического разнообразия радиоляриевых сообществ во время протекания аноксии. В комплексе присутствуют хрупкие представители рода *Vitorfus* (*V. brustolensis* (Squinabol), *V. campbelli* Pessagno, *V. morini*), сохраняются иглы у крупных по размеру видов, например у *Falsocromyodrimus mirabilis* (Squinabol). Комплекс представлен типичными для позднего сеномана и раннего турона видами. Среди последних присутствуют крупные ставраксонные морфотипы, представленные *Cavaspongia antelopensis*, *C. euganea*, *C. robusta*, *Crucella cachensis*, *Cr. latum*, *Cr. messinae*, *Dactyliosphaera silviae* Squinabol, *Halesium quadratum*, *H. sexangulum*.

Во время события ОАЕ-2 многочисленные виды позднего сеномана уверенно чувствовали себя и хорошо развивались. О последнем свидетельствует нормальный размер экземпляров у видов, выделенных из аноксидного слоя, хорошее развитие пагаиума, например у *Paronaella spica* Bragina. Каких-либо признаков обеднения сообщества или угнетенности представляющих его видов не обнаружено.

В результате проведенных исследований впервые изучен и проанализирован комплекс радиолярий, выделенный непосредственно из аноксидного слоя. Установлено, что во время ОАЕ-2 радиолярии нормально развивались, были таксономически разнообразны и не испытали какого-либо угнетения или обеднения. Виды, характерные для позднего сеномана, продолжили существование и в самом его конце, в течение события ОАЕ-2, и характеризовались нормальными, а не мелкими размерами. Таким образом, данное событие не привело к кризису в развитии фауны радиолярий.

Данное исследование проведено благодаря поддержке РФФИ (грант №09-05-92667_ИНД-а).

Литература

1. Брагина Л.Г. Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений Горного Крыма и Западно-Сахалинских гор. Ст. 1: Биостратиграфическое расчленение и корреляция

- // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 3. С. 89–103.
2. Вишневецкая В.С., Горбачик Т.Н., Конаевич Л.Ф., Брагина Л.Г. Развитие фораминифер и радиоларий на рубежах Альба – сеномана и сеномана – турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 28–49.
 3. Bragina L.G. Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and Crimean Mountains // Paleontol. J. 2004. Vol. 38, suppl. 4. P. 325–451.
 4. O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. Geol. Lausanne. 1994. № 21. P. 1–413.
 5. Pessagno E.A. Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontol. Spec. Publ. 1976. № 2. P. 1–96.
 6. Salvini G., Marcucci Passerini M. The radiolarian assemblages of the Bonarelli Horizon in the Umbria-Marche Apennines and Southern Alps, Italy // Cretaceous Research. 1998. Vol. 19, № 6. P. 777–804.
 7. Schlanger S.O., Arthur M.A., Jenkins H.C. et al. The Cenomanian – Turonian Oceanic Anoxic Event. 1. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine ^{13}C excursion / J. Brooks, A. Fleet (eds). Marine Petroleum Source Rocks // Geol. Spec. Publ. 1987. № 26. P. 371–399.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ НА ТЕРРИТОРИИ СУРГУТСКО-САЛЫМСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

О.А. Важенина

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Проблемы стратиграфического расчленения, положения нижней и верхней границ баженовской свиты, ее объем представляют предмет многочисленных научных дискуссий, актуальных до настоящего времени. Исследуемая территория с юга на север включает следующие разведочные площади: Северо-Кальчинская, Демьянская, Северо-Демьянская, Нижнекеумская, Верхнесалымская, Шапшинская, Эргинская, Салымская. Баженовская свита повсеместно распространена от пос. Тамбей на севере до г. Омска на юге и от устья р. Иртыш на западе до среднего течения р. Обь (пос. Ларьяк) на востоке. Обобщенная литолого-стратиграфическая характеристика разреза баженовской свиты в данной статье представлена в соответствии с Региональными стратиграфическими схемами юрских отложений Западной Сибири [1]. Литологические характеристики пород описываемой свиты приводятся на основе детальной характеристики керна из разреза исследуемых площадей.

Баженовская свита, впервые выделенная в разрезе скв. Большереченская-1 [2, 3], получила название по с. Баженово, расположенному на Саргатской площади, локализованной на левом берегу р. Иртыш к северо-западу от г. Омска [4]. В качестве гипостратотипа принят разрез по скв. 170-Р Салымской площади в интервале глубин 2 844–2 881 м, где свита полностью охарактеризована керном. Процент выноса керна составляет свыше 80%, с подсечением контактов с перекрывающими и подстилающими отложениями [5].

Отложения баженовской свиты представляют собой породы от темно-серого до черного цвета, иногда с буроватым оттенком, что связано, главным образом, с концентрацией твердого органического вещества и степенью его катагенеза. Породы свиты плотные,

часто крепкие, и для них обычен запах нефти, усиливающийся при дроблении и истирании. Встречаются тонкие прослой ракушняков, радиоларитов, детрита. Иногда встречаются стяжения или микроконкреции карбонатов и пирита, размерами от нескольких миллиметров до первых сантиметров. В аномальных разрезах (скв. Восточно-Кальчинская 81, скв. Нижнекеумская 102) баженовская свита содержит прослой песчаников, алевролитов, небитуминозных аргиллитов. Текстура баженовской свиты массивная, горизонтально-слоистая, волнисто-горизонтально-слоистая, линзовидно-слоистая. Определена фауна: *Neotollia* sp., *Pavlovia* sp., *Surites* spp., *Hectoroceras* spp., *Dorsoplanites* spp., *Aulacostephanus* s. str., *Cylindroteuthis* sp., *Pachyteuthis* sp., *Simobelus (Liobelus)* sp., *Lagonibelus* sp., *Buchia* spp., *Ammodiscus veteranus Kosyreva*, *Dorothia tortuosa Scharovskaja* [6] и др.

Основные породообразующие компоненты баженовской свиты представлены органическим, кремнистым, глинистым, карбонатным веществами и сульфидами. Ниже приведено подробное литолого-минералогическое описание основных компонентов, слагающих свиту.

Органическое вещество (ОВ) относится преимущественно к сапропелевому типу. Его важнейшим источником служили ткани кремнескелетных организмов. Формы присутствия ОВ существенно определяются текстурой пород: в микрослоистых разновидностях ОВ находится в форме линзовидных прослоек, в неслоистых – в виде мелких и крупных пятен и в мелкозернистом рассеянном состоянии.

Глинистая составляющая пород баженовской свиты представлена, в основном, тонкодисперсными (0,1–0,3 мк) гидрослюдами и смешаннослойными

образованиями ряда гидрослюда–монтмориллонит с изменяющимся числом набухающих пакетов (20–60%). В качестве примеси присутствует каолинит, хлорит и иногда слюды (мусковит, реже биотит). Основным глинистым минералом в породах свиты является гидрослюда, содержание которой от всей массы глинистого материала пород баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирской равнины изменяется от 30 до 70%. Галлуазит, хризотил, глауконит, мусковит имеют незначительное распространение и встречаются спорадически.

Для битуминозных отложений баженовской свиты характерно высокое содержание аутигенного кремнезема биогенного происхождения. Накопление биогенного кремнезема связано с развитием в бассейне кремне-скелетных микроорганизмов (диатомеи, радиолярии). Физическими и химическими методами надежно диагностируются следующие минералы кремнезема: опал, халцедон, кварц, тридимит и кристобалит.

Карбонатные минералы в битуминозных отложениях баженовской свиты представлены главным образом, кальцитом в меньшей степени – доломитом, иногда встречается сидерит и анкерит. Карбонаты присутствуют в известняках, мергелях, известковых глинах, раковинных остатках битуминозных глин.

Нижняя граница баженовской свиты соответствует нижней части волжского яруса, верхняя – низам нижнего берриаса, хотя до сих пор стратиграфическое положение ее верхней границы дискуссионное.

По данным сибирских стратиграфов, употребляется волжский ярус, так как Бореальная фауна систематическим составом отличается от южной фауны, которая определила собой выделение титонского яруса [7].

Некоторые проблемы возникают и при определении стратиграфического положения нижней границы баженовской свиты, так как находки ранневолжских аммонитов чрезвычайно редки, а стратиграфический диапазон зон по бухиям весьма широк. Однако в по-

следнее время в свите обнаружены аммониты, свидетельствующие о присутствии здесь аммонитовой зоны нижневолжского подъяруса. «Скользкий» характер границ отложений, подстилающих и перекрывающих баженовскую свиту, предполагает и некоторое возрастное перемещение границ самой свиты [3].

Средняя мощность битуминозных отложений баженовской свиты в пределах исследуемой территории составляет 30–35 м, средняя глубина залегания – 2,5–2,6 км.

Литература

1. Региональные стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004.
2. *Стратиграфо-палеонтологическая основа* детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1972. Вып. 48. 227 с.
3. *Гурари Ф.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 174 с.
4. *Конторович В.А.* Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2002. 253 с.
5. *Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др.* Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
6. *Podobina V.M., Tatyainin G.M., Gabysheva E.N.* The Volgian foraminiferal zones of Western Siberia as the Boreal analogues of the Tithonian zones // Travaux de le Deuxieme Colloque Sur la Jarassique Maracain (CJM2), Maroc Marrakech, 21–22 – avril 2004. Notes et Memoires du Service Geologique du Maroc. № 527 (7 fig., 1 tabl.). P. 117–137.
7. *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО ДИНОЦИСТАМ И НАННОПЛАНКТОНУ ПАЛЕОГЕНА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

О.Н. Васильева¹, В.А. Мусатов²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия,

² Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики, г. Саратов, Россия

Прикаспийская впадина, расположенная на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, на протяжении кайнозойской эпохи представляла собой бассейн практически непрерывного морского осадконакопления и относилась к палеогеографической области Северного Перитетиса. Открытая связь этого морского бассейна с Мировым океаном в палеоцене и эоцене обусловила формирование разнообразного по составу фитоценозов планктона, как карбонатного,

так и органикостенного. Комплексы известкового наннопланктона установлены практически во всех стратиграфических интервалах палеоцена и эоцена, за исключением отдельных уровней в танете и нижнем ипре. Вариации и последовательная смена палеоэкологических обстановок на обширной территории прикаспийского шельфа позволяют установить как зональные виды наннопланктона стандартной океанической шкалы средних и низких широт [9], так и

шкалы континентальных бассейнов умеренных областей [8]. Биостратиграфическое расчленение разреза палеогена по наннопланктону было выполнено ранее [6]. Доработка зональной шкалы позволяет детализировать отдельные ее интервалы в соответствии с биотическими событиями, которые могут быть установлены по шкале Варола [10]. Это касается, прежде всего, пограничного даний-зеландского интервала.

Диноцисты палеогена Прикаспийской впадины ранее детально не изучались, за исключением опорной скважины Восточного Прикаспия СП-1 [1]. Для этой территории принята биоэональная шкала по диноцистам, разработанная А.С. Андреевой-Григорович для палеоцена и эоцена юга Европейской России [1] и утвержденная МСК в 2000 г. с дополнениями в зеландии и танете [2]. Комплексное микропалентологическое изучение двух разрезов опорных скважин в Северном и Центральном Прикаспии позволило существенно детализировать зональную схему по диноцистам, выделить стандартные зоны [3] и провести прямую корреляцию региональных шкал по наннопланктону и диноцистам, существенно уточнив стратиграфию палеогена региона. В основу зональной шкалы по этим группам положено исследование Новоузенской (г. Новоузенск) и Эльтонской опорных скважин (50 км к востоку от оз. Эльтон) и обнажения Озинки (пос. Озинки, юго-восточная часть Саратовской области, Общий Сырт).

Биостратиграфический анализ и географическое распространение литостратонов позволяет выделить на территории Прикаспийской впадины шесть горизонтов в палеоцене и эоцене. В основу стратиграфического расчленения палеогеновых отложений положена схема, предложенная В.П. Грачевым, с дополнениями [4, 5]. Стратиграфически снизу вверх на отложениях мергелей и мела маастрихта могут быть прослежены следующие региональные стратиграфические подразделения (рис. 1).

1. Алгайский горизонт нижнего дания, объединяющий толщу мергелей, мергелистых глин, известняков с богатой макро- и микрофауной, комплексами наннопланктона зон NP2 *Cruciacolithus tenuis* s.s. – NP3 *Chiasmolithus danicus*, диноцистами зоны D1 с *Xenicodinium lubricum*. Зона диноцист характеризуется FO *X. lubricum*, LO *Senoniasphaera inornata*, *Desmocysta plekta*. Стратотипом может служить разрез алгайской свиты в пос. Озинки Саратовской области. Отложения, относящиеся к этому горизонту, широко распространены в северной и восточной частях Прикаспийской впадины, увеличиваясь по мощности в восточном направлении.

2. Цыгановский горизонт верхнего дания, включающий песчано-глинистый комплекс существенно известковистых пород; содержит наннопланктон нижней части зоны NP4 *Ellipsolithus macellus* (*Coccolithus robustus*) и диноцисты зон D2a *Hafniasphaera cryptovesiculata*, D2b *Palaeocystodinium bulliforme*, D3a *Alterbidinium circulum* стандартных шкал

[6]. Последовательными биособытиями в комплексах диноцист являются FO *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Palaeocystodinium australinum*, *P. bulliforme*, *Alterbidinium circulum*, *Spinidinium densispinatum* (common), LO *Damassadinium californicum*. Типичной свитой горизонта является цыгановская свита в Эльтонской опорной скважине. Мощность отложений колеблется от 30 до 140 м, увеличиваясь к западной части Прикаспийской впадины.

3. Сызранский горизонт включает выдержанную монотонную толщу темноцветных глинистых опок и опок, известковистых либо слабоизвестковистых, относящихся к зеландию. Сызранский горизонт представлен наннопланктоном верхней части зоны NP4 *Coccolithus robustus*, зоной NP5 *Fasciculithus tympaniformis* и диноцистами зоны D3b *Cerodinium depressum*. Последовательность биособытий диноцист включает LO *Spinidinium densispinatum* (abundance), FO *Cerodinium depressum*, *Impagidinium* sp. 1 Heilm.-Claus., *Isabelidinium viborgense*, LO *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Palaeocystodinium bulliforme*. В основании и кровле сызранского горизонта обычно выражен стратиграфический перерыв.

4. Новоузенский горизонт представлен толщей темно-серых известковистых слоистых глин с растительными остатками, макрофауной; переслаиванием глауконитовых песчаников, мергелей, опок и опок танетского возраста. Новоузенский горизонт охарактеризован наннопланктоном зон NP6 *Heliolithus kleinpelli*, NP8 *Heliolithus riedelii*, NP9 *Discoaster multiradiatus* (нижняя часть, подзона *Chiasmolithus bidens*) и диноцистами зоны D4b *Alisocysta margarita*-*Areoligera gippingensis*, локально слоями с *Cerodinium markovae*, D4c *Apectodinium hyperacanthum*. Последовательность биособытий включает FO *A. margarita*, *A. gippingensis*, *C. medcalfii*, *A. homomorphum*, *A. hyperacanthum*. Новоузенский горизонт латерально объединяет новоузенскую и казталовскую свиты. Мощность отложений колеблется от первых метров до 200 м, увеличиваясь в западном направлении.

5. Бостандыкский горизонт (ипр) представлен комплексом темно-серых, почти черных глинистых, алевритистых пород, слабоизвестковистых, известковистых с прослоями глауконитовых песчаников. Бостандыкский горизонт охарактеризован наннопланктонными зонами NP9 *Discoaster multiradiatus* (верхняя часть, подзона *Campylosphaera eodela*), CP9 (NP10-11) *Discoaster multiradiatus*, CP 10 *Tribrachiatum orthostylus*/NP12 *Marthasterites tribrachiatum*, NP13 *Discoaster lodoensis*. Бостандыкский горизонт представлен последовательными зонами и слоями с диноцистами: D5a-b *Apectodinium augustum*, D6b *Wetzeliella meckelfeldensis*, D7b *Dracodinium solidum*, D8 *Dracodinium politum*-*Charlesdownia coleothrypta*, слоями *Wetzeliella coronata*-*Areosphaeridium diktyoplokum* (зона D9a) стандартной зональной шкалы [6]. Отложения горизонта выдержаны по региону, достигая мощности до 165 м.

Млн лет		Отдел	Ярус	Полнота	Хроны	Зоны		Прикаспийская впадина			Зоны по диноцистам	Биособытия		
8	7					Горизонты	Свиты, подсвиты	Зоны по наннопланктону						
49	D9	Эоцен	Ипр	C22	NP14†	Коптерекский	Коптерекская	NP14 Discoaster subloboensis	Слои с Wetzelella coronata-Areosphaeridium diktyoplokom	Areosphaeridium diktyoplokom				
50	a										NP13 Discoaster Iodoensis	Charlesdowniea aff. clathrata		
51	c												NP12 Marthasterites tribrachiatus/CP10 Tribrachiatus orthostylus	Dracodinium polittum
52	b													
53	a										NP9 (NP10-11) Discoaster diastypus	Dracodinium solidum		
54	c												Wetzelella meckelfeldensis	Eatonicysta furensis
55	b													
55	a												Слои с Pterospirermella spp.	D. oebisfeldensis (акме)
55	b										Apectodinium augustum	Pterospirermella spp.		
55	a												Apectodinium augustum	D. oebisfeldensis (акме)
56	c	NP9 Discoaster multiradiatus	Campylophaera eodela											
57	b			NP8 Helioolithus riedelii	Chiasmolithus bidens									
58	a	NP6 Helioolithus klemperei	A. homomorphum											
59	c			NP5 Fasciculithus tyrraniformis	A. hyperacanthum									
59	b	NP6 Helioolithus klemperei	Alisocysta margarita											
59	a			NP6 Helioolithus klemperei	Areoligera gippingensis gr.									
60	c	NP5 Fasciculithus tyrraniformis	не установлена											
60	b			NP5 Fasciculithus tyrraniformis	Isabelidium? viborgense									
61	a	NP4 Ellipsolithus macellus (Coccolithus robustus)	Cerodinium depressum											
61	c			NP4 Ellipsolithus macellus (Coccolithus robustus)	Spinidinium densispinatum									
62	b	NP3 Chiasmolithus danicus	Alterbidinium circulum											
62	a			NP3 Chiasmolithus danicus	Alterbidinium circulum (abund.)									
63	c	NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	Palaeocystodinium bulliforme											
63	b			NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	P. bulliforme									
64	a	NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	Halfnasphaera cryptovesiculata											
64	c			NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	не установлена									
65	b	NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	Xenicodinium lubricum											
65	a			NP2 Cruciplacolithus tenuis s.s.	не установлена									

Рис. 1. Схема биоэонального расчленения палеоцена Прикаспийской впадины по диноцистам и наннопланктону

6. Коптерекский горизонт объединяет комплекс преимущественно глинистых пород: зеленовато-серых глин, неравномерно известковистых, алевритистых, мергелей, алевролитов и опок лютетского возраста. Охарактеризован наннопланктоном зоны NP14 *Discoaster sublodoensis*, комплексом диноцист слоев *Wetzeliella coronata*-*Aegospaeridium diktyoplokum* (зона D9) [6].

Нижняя граница палеогеновой системы не вызывает сомнений и проводится в основании алгайского горизонта по смене светлых пелитоморфных мергелей и меловых пород маастрихта зеленовато-серыми мергелями алгайской свиты. Палеоценовый отдел представлен датским ярусом, зеландием и танетом. Даний объединяет алгайский и цыгановский горизонты. В основании алгайского горизонта развит региональный перерыв. Граница между данием и зеландием проводится в кровле цыгановского горизонта, по смене диноцистовых зон D3a *Alterbidinium circulum* и D3b *Cerodinium depressum*, и в средней части наннопланктонной зоны NP4 *Ellipsolithus macellus*. К зеландию относится сызранский горизонт с нередко выраженными перерывами в его основании и кровле. Перерыв в основании сызранского горизонта связан с глобально выраженным падением уровня моря на границе дания и зеландия. Сызранский горизонт может быть подразделен на два подгоризонта: нижнесызранский и верхнесызранский. Танет представлен новоузенским горизонтом, с отчетливо дифференцированными литологическими толщами по глубине шельфа (новоузенская и казталовская свиты). Бостандыкский горизонт ипрского возраста включает четко выраженный литологический интервал начального ипра, представленный в северной части впадины мощной пачкой глауконитовых песчаников, а в центральных районах – глинисто-песчанистыми породами с глауконитом. На границе бостандыкского и коптерекского горизонтов распространен перерыв, связанный с границей ипрского и лютетского ярусов.

Литература

1. Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев, 1991. 47 с.
2. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 40–51.
3. Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 10, № 1. С. 88–109.
4. Геология СССР. Т. XXI: Западный Казахстан. Ч. I: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. Кн. 1. С. 1–880.
5. Грачев Н.В., Жижченко Б.П., Колыхалова Л.А., Холодильникова Т.С. Палеогеновые отложения центрального междуречья Волги и Урала // Стратиграфия и палеогеография кайнозоя газонефтеносных областей юга Советского Союза. Тр. ВНИИГаз. М.: Недра, 1971. Вып. 31/39–32/40. С. 36–45.
6. Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогеновых отложений Нижнего Поволжья по известковому наннопланктону: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Саратов: Изд-во НВНИИГ, 1996. 25 с.
7. Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M. et al. The Paleogene Period // A Geological Time Scale. Eds. F.M. Gradstein et al. Cambridge University Press. 2004. P. 384–408.
8. Martini E. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nanoplankton Zonation // Farinacci A. (Ed.) Proceeding of the Second Planktonic Conference. Roma, 1971. Vol. 2. P. 739–785.
9. Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Marine Micropaleontology. 1980. Vol. 5. P. 321–325.
10. Varol O. Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy // Nannofossils and their applications. Proceed. of the Intern. Nannofossil Assoc. Conference, London 1987 / Eds. by J.A. Crux, S.E. van Heck. Chichester, Ellis Horwood, 1989. P. 267–310.

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕНИИ РОДА *EUCHITONIA* EHRENBURG, 1860 (*RADIOLARIA*) В МЕЛУ И РЕВИЗИИ ЕГО ВИДОВ

В.С. Вишневецкая

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

На основе типового рода *Euchitonida* Ehrenberg, 1860 из современных осадков Тихого океана было выделено семейство *Euchitonidae* Haesckel, 1887 (*Euchitonida* Haesckel, 1887). Согласно диагнозу к нему относились породисциды с несколькими камерными кольцами и двумя-тремя и более отростками, связанными потагием или без него.

Позднее под эухитоноидами понимают спонгодисциды с тремя-пятью, редко двумя отростками [1: 48–49]. В центре каждого отростка могут про-

ходить более или менее развитые радиальные иглы. Скелетные ячей спонгодисцидной ткани в отростках располагаются в 1–3 слоя, а на концах лопастей – в несколько слоев. Иногда доминирует губчатый спонгодисцидный тип скелетной ткани, иногда – псевдоаулофацидный. Центральная часть скелета представляет собой диск, построенный из концентрических или незамкнутых кольцеобразных оболочек. Пространство между оболочками или кольцами поделено на камеры. Иногда камеры многочисленны и

расположены в несколько слоев. Между отростками часто нарастает пагагий, состоящий из переплетения тонких нитей скелетной ткани. Ячеи пагагия обычно крупнее ячеек отростков и центрального диска. Пилом расположен на одном из отростков или в одном из секторов пагагия. Нередко развивается пилом или брахиопиле [1: 48–49; 8: 112–113].

Рассматриваемый нами род *Euchitonia* Ehrenberg был определен как породисциды дискоидально-треугольной формы с несколькими камерными кольцами и 3 отростками. Один отросток, отличающийся формой или размером от других, противостоит углу между ними [9: 140]. В позднемеловых отложениях известны только два представителя этого рода. Это виды *Euchitonia santonica* Lipman 1952 и *Euchitonia triradiata* Lipman, 1960. Оба вида были описаны из одного стратиграфического интервала сантона – возможно, кампана, но из разных регионов. Вид *Euchitonia santonica* Lipman, 1952 из сантона Русской плиты (окрестности г. Пенза), а *Euchitonia triradiata* Lipman, 1960 из нижней части нижней радиоляриевой толщи сантона – кампана Западной Сибири (Тюмень). Наличие радиолярий хорошей сохранности в эпиплатформенных меловых морях и профессиональная интуиция позволили Р.Х. Липман [6] первой описать много новых видов из кернов скважин, вскрывших сантон-кампанские отложения. Несмотря на то, что все иллюстрации радиолярий были выполнены в виде рисунков от руки, большинство описанных видов являются валидными до настоящего времени. Позднее эти виды рода *Euchitonia*, описанные Р.Х. Липман, были встречены в туроне – нижнем кампане многих разрезов верхнего мела России, от наиболее высокоширотных (69° с.ш., бассейн р. Кара) на арктическом побережье до умеренных широт (49° с.ш., бассейн р. Калитва) бассейна р. Дон [3, 5, 12].

Вид *Euchitonia triradiata* Lipman [7: 129, табл. 11, фиг. 1, 2] был описан по голотипу № 253/2 коллекции № 7767 ЦГМ из опоковидных глин нижней части нижней радиоляриевой толщи сантона – кампана скв. 1-Р (Тюмень) с глубины 566–567 м.

Согласно описанию Р.Х. Липман [7], это крупный, плоский, тонкий, треугольный скелет с заостренными концами у вершин. От центра отходят три толстых отростка, соединенных пагагием. Один отросток длиннее двух других. В вершинах отростков располагается по одной толстой граненой игле. Внутри каждой иглы проходит стержень. На отростках непосредственно над стержнем поры расположены в два-три ряда. Края скелета между вершинами прямые или слабовыпуклые. Скелет покрыт тонкосетчатой крупнопористой оболочкой. Поры угловатые, расположены очень тесно и неправильно. Размеры: диаметр скелета с иглами 418–479,7 м, без игл – 332,1–393,6 м, длина сторон треугольника 246–381,3 м, ширина отростков 49,2 м, длина игл 110,7–147,6 м, толщина игл 38,9 м, диаметр пор 12,3–24,6 м.

Постоянными остаются строение отростков и пористой оболочки скелета, двух- и трехрядное рас-

положение пор на отростках. Изменчивы размеры скелета, длина игл, форма краев скелета. Данный вид распространен в туроне – сантоне Московской синеклизы [3, табл. 115, фиг. 5], коньяке – сантоне Ульяновско-Саратовского прогиба (табл. I, фиг. 13).

Вид *Euchitonia santonica* Lipman описан Р.Х. Липман [6: 34, табл. 2, фиг. 3] на основе голотипа № 16/42 из зеленых глин сантона района г. Кузнецка как небольшой треугольный, дискоидальный, пористый скелет, состоящий из трех очень коротких толстых, округло-конических отростков, в вершинах которых выступает по короткой толстой конической граненой игле. Иглы в центре имеют стержень и проходят вглубь скелета. Скелет во внешней части тончайший, мелкопористый. Поры округлые, неправильно беспорядочно расположены. Диаметр скелета без игл – 209,1 м. Диаметр с иглами – 246,7–258,3 м. Толщина отростков – 135,3 м.

Данный вид распространен в сантоне Московской синеклизы [15, табл. 2, фиг. 20; табл. 3, фиг. 8; 3, табл. 114, фиг. 11; табл. 115, фиг. 8], сантоне-раннем кампане Воронежской антеклизы [13, табл. 2, фиг. 1; табл. 4, фиг. 6; табл. 7, фиг. 2; табл. 8, фиг. 10], коньяке – сантоне Ульяновско-Саратовского прогиба (табл. I, фиг. 1–5, 7–10, 12), в сантоне умеренных и высоких широт Дании, Швеции [11] и России [4, 5], в коньяке – раннем кампане Кавказа [14, табл. 5, фиг. 7], туроне Апеннин [10, табл. 66, фиг. 10–11], коньяке – сантоне Румынии (табл. I, фиг. 6).

В новом тысячелетии вид *Euchitonia santonica* Lipman был отнесен к роду *Paronaella* Pessagno [2], как и вид *Rhopalastrum tumidum* Lipman [7: 37, табл. 2, фиг. 13]. Согласно переописанному диагнозу *Paronaella santonica* (Lipman) имеет три коротких луча (длина которых в 1,5–2 раза превышает ширину), которые расходятся от небольшой центральной части раковины и ориентированы в вершины равностороннего или равнобедренного треугольника (диаметр с иглами – 255–270 м), а *P. tumida* (Lipman) несет три очень коротких луча (длина луча почти равна ширине), которые расходятся от небольшой центральной части раковины (по размеру совпадающей с диаметром основания лучей), имеющей внутри неясное **кольцеобразное навивание** с маленьким толусом, и ориентированы в вершины **равностороннего треугольника** (диаметр скелета – 240–270 м), причем в сравнении было отмечено, что вид *P. tumida* (Lipman) отличается от *P. santonica* (Lipman) только меньшей длиной и формой лучей. Если мы обратимся к первоописанию вида *Rhopalastrum tumidum* Lipman, которое Р.Х. Липман выполнила по голотипу № 16/43 из зеленых глин сантона района г. Кузнецка, то обнаружим, что это крупный (по сравнению с *Euchitonia santonica* Lipman) дискоидальный, треугольный, пористый скелет с короткими очень толстыми треугольно ориентированными под **разными углами** отростками округло-конической формы. Последние в вершинах несут по одной толстой длинной игле,

внутри которой проходит стержень. Скелет покрыт округлыми тесно и беспорядочно расположенными порами. Диаметр с иглами – 241,4–270,6 м. В разделе «изменчивость» подчеркивается, что взаимное соотношение лучей не постоянно.

Таким образом, переописывая виды, авторы поменяли первоначальный диагноз местами. Если следовать первоописанию видов, то должно быть *P. santonica* (Lipman) [2, табл. 2, фиг. 2 и 3, а не табл. 1, фиг. 6], а *P. tumida* (Lipman) [2, табл. 1, фиг. 6, а не табл. 2, фиг. 2, 3]. Более того, отнесение вида *Euchitonia santonica* Lipman к роду *Paronaella* также вызывает сомнения. Согласно диагнозу рода *Paronaella* Pessagno [12] отростки имеют однородную **губчатую ткань, расположенную линейно** со слабо развитыми узлами, а у переописанного вида наблюдается толстое и неясное **кольцеобразное навивание**, характерное для рода *Euchitonia* Ehrenberg, 1860. Кроме того, у многих представителей *Euchitonia santonica* Lipman, приведенных на табл. I, отчетливо наблюдается пиллом (табл. I, фиг. 3, 6, 8), что совершенно не характерно для рода *Paronaella* Pessagno.

Представляется более правильным понимание вида *Euchitonia santonica* Lipman как треугольно-дискоидального, пористо-губчатого скелета, состоящего из центральной части с маленьким толлюсом и трех очень коротких толстых, округло-конических отростков, в вершинах которых выступает по короткой толстой конической граненой игле. Толлюс более мелкопористый, иногда слабо возвышается в рельефе (табл. I, фиг. 1, 7) и выделяется благодаря признакам псевдоаулофакоидной структуры стенки (табл. I, фиг. 2, 6).

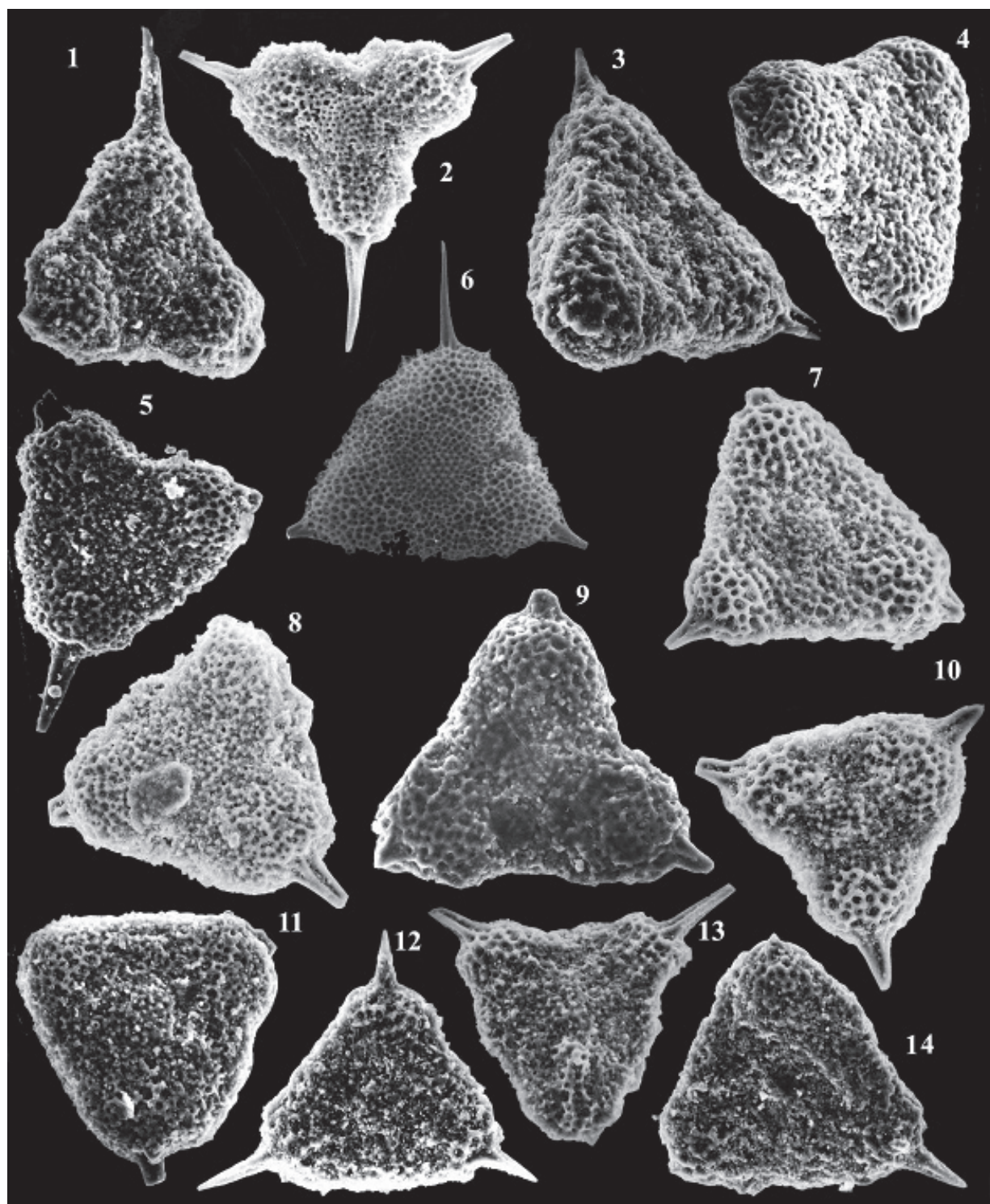
В настоящее время требуется более пристальное внимание к работам Р.Х. Липман (1952, 1960), индекс цитирования которых превышает во много раз индексы современных публикаций по радиоляриям как современных отечественных, так и зарубежных авторов.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ (проекты 09-05-640342 и 10-04-00143).

Литература

1. Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000. 209 с.
2. Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Радиолярии в разрезе верхнемеловых отложений у села Новодевичье (Самарская область, Среднее Поволжье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 76–86.
3. Вишневецкая В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
4. Вишневецкая В.С. Комплексы и подразделения мела Русской плиты по радиоляриям // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М.: РАЕН, 2009. Вып. 4. С. 67–84.
5. Вишневецкая В.С., Алексеев А.С. Первые данные о возрасте комплексов радиолярий из осадочных даек в зювитах Карской астроблемы // ДАН 2008. Т. 423, № 5. С. 1–6.
6. Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Наука, 1952. С. 24–51.
7. Липман Р.Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности: Тр. ВСЕГЕИ. 1960. Т. 77. С. 234–323.
8. Петрушевская М.Г. Новый вариант системы Polycystina // Ископаемые и современные радиолярии. Л.: ЗИН АН СССР, 1979. С. 101–118.
9. Чедия Д.М. Обзор систематики радиолярий. Сталинабад, 1969. 330 с.
10. O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. de Geol. Lausanne, 1994. № 21. 415 p.
11. Packer S.R., Hart M.B. Coniacian-Santonian Radiolaria from the Upper Cretaceous of Bornholm, Denmark: A preliminary investigations // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2005. Vol. 52. P. 133–149.
12. Pessagno E. Jurassic and Cretaceous Hagiastriidae from Blake-Bahama Basin (Site 5A, JOIDES Leg 1) and the Great Valley sequence, California Coast Range // Bull. Amer. Paleontol. 1971. Vol. 60, № 264. P. 1–83.
13. Popova-Goll I.M., Vishnevskaya V., Baumgartner P. Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) Radiolarians from the Voronezh Anticline, south-western Russia // Micropaleontology. 2005. № 51. P. 1–37.
14. Vishnevskaya V.S. Jurassic and Cretaceous Radiolarian biostratigraphy in Russia // Micropaleontology. Spec. Publ. 1993. № 6. P. 175–200.
15. Vishnevskaya V.S., De Wever P. Upper Cretaceous Radiolaria from the Russian Platform (Moscow Basin) // Rev. Micropaleontology. 1998. Vol. 41, № 3. P. 235–265.

1. Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала.



Объяснение к таблице

Радиолярии рода *Euchitonina*

Фиг. 1–10, 12, 14 – *Euchitonina santonica* Lipman.

Фиг. 11 – *Euchitonina* sp.

Фиг. 13 – *Euchitonina triradiata* Lipman. 1, 3, 7, 12 – разрез Вишневое, обр. 88; 2, 13 – обр. 84, 8 – обр. 67, 10 – обр. 66 (Саратовское Поволжье, Россия); 4, 5, 9, 11 – разрез Мезино-Лапшиновка 66 (Саратовское Поволжье, Россия); 6 – разрез Дева Бед, обр. 54 (Румыния). Увеличение 1–5, 7–10 – $\times 125$; 6, 13 – $\times 180$; 11 – $\times 150$; 12 – $\times 100$; 14 – $\times 125$.

ПОЛОЖЕНИЕ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ В КАЙНОЗОЙСКИХ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМАХ БОРЕАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

А.Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В экосистемах современных морских бассейнов средних – высоких широт северного полушария диатомовые водоросли относятся к наиболее распространенным фитопланктонным организмам и являются основными продуцентами биогенного кремнезема. Продуктивность диатомовой флоры в целом отражает степень обогащенности зоны фотосинтеза кремнеземом и другими минеральными веществами, в первую очередь за счет подъема к поверхности глубинных вод. К одной из областей, где развитие диатомей идет наиболее продуктивно, относится северная часть Тихого океана с прилегающими морями. В основном за счет поставки диатомовыми водорослями кремнезема в донные осадки в этом регионе происходит интенсивное биогенное кремнеземакпление. При этом комплексы определенного систематического состава приурочены к различным водным массам и морским зонам, что позволяет использовать эту группу микроорганизмов в качестве индикатора условий и режимов среды поверхностных вод, в первую очередь температурных. Развитие диатомовых ассоциаций отражает развитие древних морских экосистем на фоне геологических событий как регионального, так и субглобального масштабов (смена режимов океанической циркуляции и осадконакопления, изменения характеристик глубинных и поверхностных вод и т.д.). Поэтому изучение этапности развития диатомей дает возможность подойти к выявлению происходивших в этих экосистемах изменений, а также оценке степени их синхронности и возможной связи с процессами различного характера и масштаба.

Исследование ископаемого материала предоставляет возможность проводить палеоэкосистемный анализ в двух аспектах. Первый связан с рассмотрением диатомовой флоры с точки зрения ее развития в зоне фотосинтеза, которая с долей условности может быть отнесена к «поверхностной морской экосистеме», входящей в состав океанической системы. Вторым аспектом учитывается то, что развитие диатомей происходит в рамках жизни океана как целостной мега-системы и поэтому находится в неразрывной связи с происходящими в нем глобальными процессами (циркуляция и перемешивание вод и т.д.). При таком подходе «поверхностная экосистема», в которую диатомовая флора входит в качестве одной из составляющих, может рассматриваться как часть большой океанической системы, изменения и перестройки в которой находят отражение в реакции ее составных частей. Изменения масштаба пространственного распределения биогенных кремнистых толщ и темпов их

накопления, а также перестройки в составе и структуре планктонных биоценозов в определенной мере фиксируются в ископаемых комплексах. Из этого следует, что в последовательности разновозрастных ассоциаций отражены этапы развития «поверхностных» палеоэкосистем, в которых диатомовая флора могла играть разную роль.

Полученные к настоящему времени данные позволяют проследить практически непрерывную последовательность смены комплексов в разрезах кайнозоя Северотихоокеанской области, начиная с раннего олигоцена. На этой основе для расчленения олигоцена – квартала Северной Пацифики разработана дробная шкала по диатомеям [1, 2, 4, 5]. Данная шкала включает более двадцати зон, в которых нашли отражение фазы развития диатомовых водорослей. Подобный базис дает возможность составить на основе зональной стратиграфии «календари» геологических событий, которые дают возможность выявлять происходившие в древних экосистемах изменения, а также оценивать степень их синхронности и возможной связи с процессами различного характера и масштаба. Это позволило получить результаты по следующим направлениям (рис. 1):

- выявление особенностей и этапов развития диатомовой флоры;
- прослеживание характера распространения биогенных кремнистых толщ разного возраста и приуроченных к ним ископаемых ассоциаций;
- определение тенденций изменения в продуктивности диатомей во времени и пространстве, с выделением периодов биогенного кремнеземакпления в регионе;
- расшифровка палеособытий на основе данных диатомового анализа, реконструкции условий существования разновозрастных флор (океанографические, климатические события);
- корреляция изменений палеобиоценозов разных районов.

На основе полученных данных сделаны следующие основные выводы:

1. На протяжении позднего кайнозоя отсутствовали периоды массовых вымираний морских диатомей. Эволюционный процесс, протекавший в это время, можно отнести к градуалистическому типу. В развитии северотихоокеанской кайнозойской диатомовой флоры можно выделить четыре этапа развития крупного ранга и семь подэтапов, границы между которыми маркируются сменой сообществ. Наиболее значительные перестройки и реорганиза-

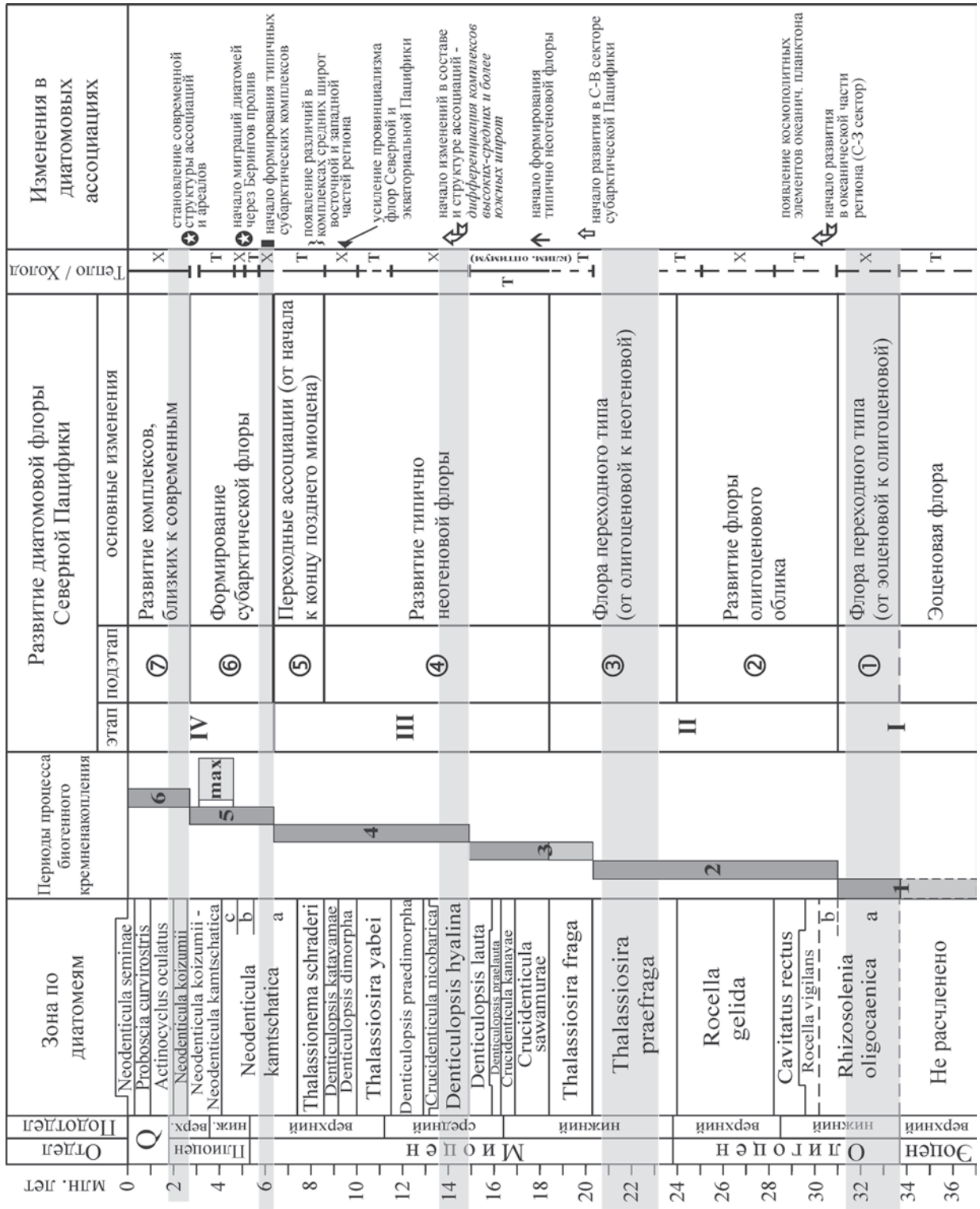


Рис. 1. Стадии развития кайнозойских диатомовых ассоциаций и периоды биогенного кремненакопления в Северной Пацифике (дана корреляция Северотихоокеанской зональной шкалы по диатомеям (по: [1, 2, 4]) с геохронологической шкалой У. Бергрена и др. [3]). Условные обозначения: а-с – подзоны; Q – четвертичная система, ниж. – нижний, верх. – верхний, серые продольные полосы маркируют периоды наиболее значительных перестроек и реорганизации в структуре и составе диатомовых ассоциаций

ции в структуре и составе кайнозойских диатомовых ассоциаций происходили в начале раннего олигоцена; вблизи границы между олигоценом и миоценом, в начале среднего миоцена, в конце позднего миоцена и в позднем плиоцене.

2. Главные структурные перестройки в планктонных диатомовых ассоциациях Северной Пацифики, в частности отражающие усиление провинциализма, прослеживаются во время наиболее значительных похолоданий.

3. В целом, до позднего миоцена развитие флоры Северной Пацифики во многих отношениях отражает эволюцию внетропической флоры Мирового океана или средних-высоких широт северного полушария. Начало же формирования субарктической тихоокеанской флоры и ее дифференциации от флор более южных областей относится к концу позднего миоцена.

4. Начальная фаза перехода к преобладанию диатомовой флоры в фитопланктоне северной части Тихого океана относится ко второй половине раннего олигоцена.

5. Продуктивность диатомей не всегда напрямую связана с климатическими флуктуациями. Так, начало периодов существенного увеличения продуктивности флоры и масштабов ее пространственного распространения, а также усиления темпов накопления кремнезема в донных осадках фиксируются в середине раннего олигоцена, конце раннего миоцена, начале среднего миоцена и второй половине позднего миоцена (с пиком в середине плиоцена), когда похолодания и понижения температур вод не фиксируются. Это могло явиться следствием изменения глубинной циркуляции Мирового океана и усиления контраста между свойствами донных вод разной природы в результате палеоокеанографических перестроек. К этим периодам приурочено формирование «молодых» североатлантических глубинных вод, недонасыщенных питательными солями. Подобный процесс в итоге приводил к сниже-

нию продуктивности диатомей и темпов биогенного кремнезема в Северной Атлантике и, напротив, к их усилению в Пацифике, где подобные глубинные воды «северной компоненты» отсутствовали.

Работа выполнена при поддержке проекта № 09-05-00015 Российского фонда фундаментальных исследований и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. *Гладенков А.Ю.* Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
2. *Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. Vol. 145. P. 3–20.
3. *Berggren W.A., Kent D.V., Swisher III C.C., Aubry M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129–212.
4. *Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and early middle Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. Vol. 145. P. 21–41.
5. *Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // The Journal of the Geological Society of Japan. 1998. Vol. 104, № 6. P. 395–414.

ПРОБЛЕМЫ ДЕТАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ю.Б. Гладенков

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Прошло 150 лет после того, как в стратиграфию было введено понятие «зона». К настоящему времени все системы и ярусы фанерозоя фактически обеспечены зональными подразделениями, имеющих среднюю продолжительность 0,3–3,0 млн лет. Их количество достигло более 300. Неслучайно разработки зональной стратиграфии относят к одному из самых больших достижений современной геологии. Существует разное понимание сути и целей зональной стратиграфии, методов выделения зональных категорий и оценки зон как стратиграфических подразделений. Это, в частности, нашло отражение в Международном стратиграфическом руководстве [1], Стратиграфическом кодексе России [2], а также в ряде стратиграфических сводок последних лет [3]. Речь идет о разных подходах:

а) к выделению различных типов зон (биостратиграфические зоны и хронозоны, оппель-зоны и биогоризонты и проч.);

б) в оценке пространственного распространения зон (их глобальности или провинциальности) и роли седиментационного фактора;

в) к трактовке зон как стратиграфических подразделений (соотношение с геостратиграфическими единицами общей и региональных шкал).

Из анализа последних публикаций, посвященных зональной стратиграфии, следует, что на фоне имеющихся разночтений по трактовке зон возникает необходимость, чтобы авторы тех или иных работ специально разъясняли, в каком смысле используются выделяемые ими зоны (например, когда они применяют понятие «интервал-зона», а когда – «комплексная зона», какие ограничения накладываются при использовании датум-плейнов и проч.) [4]. *Биостратиграфические зоны*, которые широко используются палеонтологами и биостратиграфами, по мнению многих исследователей, не являются конечной целью стратиграфии, хотя на их основе решается много важных задач (выявление определенных стратиграфических уровней, корреляция разных биофаций и др.). В то же время, в качестве важнейших стратиграфических единиц рассматриваются *хронозоны*, которые соответствуют этапам или фазам геологического развития

тех или иных бассейнов и маркируются в типовых разрезах определенными ископаемыми сообществами и другими признаками (магнитные и прочие характеристики). Неслучайно в Стратиграфическом кодексе России биостратиграфические зоны относятся к *специальным* подразделениям, а хронозоны – к *основным* единицам стратиграфической шкалы комплексного обоснования. Сейчас все больше выясняется, что в отличие от хронозон, биостратиграфические зоны имеют часто диахронные границы и провинциальное, а не глобальное распространение, что не всегда учитывается при практических корреляциях. Но при детализации стратиграфических схем масштаб этих явлений приходится принимать во внимание.

Нельзя забывать при этом, что для проверки степени изохронности зональных границ необходимо использовать магнито-, лито-, циклостратиграфические маркеры. Без этого контроля многие зональные построения в настоящее время не выглядят безупречными.

Если рассматривать зональную стратиграфию не только в прикладном, но и в широком научном аспекте, то она укладывается в идеи геостратиграфической концепции стратиграфии, которая сейчас находит отражение в «динамической», «экосистемной» и «биосферной» стратиграфии [5]. Выявление этапности геологического развития Земли и ее отдельных частей, расшифровка преобразований органического мира на *биогеоценологическом* и *биосферном* уровнях, комплексное изучение палеобиотических сообществ – все это представляется одним из генеральных направлений современных стратиграфических исследований.

В связи с этим хочется специально привлечь внимание к важности изучения палеонтологических объектов как определенных сообществ. Очень часто формы эволюционного процесса рассматриваются в пределах только отдельных групп организмов. Однако существует специфическая форма этого процесса, связанная с группировками сосуществующих разных видов (биоценозы или биогеоценозы). Совершенно естественно, что эволюционные изменения отдельных таксонов влекут за собой соответствующие модификации биоценозов и биогеоценозов.

Как известно, все многообразие живого при современном состоянии наших знаний можно подразделить на несколько уровней: молекулярно-генетический, онтогенетический, популяционно-видовой и биогеоценологический (или биосферный). Именно на биогеоценологическом уровне популяции организмов разных видов образуют сообщества, которые находятся в сложных взаимоотношениях между собой и с косными компонентами среды. Эти взаимодействия обуславливают грандиозный биогеохимический круговорот вещества и энергии в биосфере Земли. Практически жизнь в биосфере представлена биогеоценозами, населяющими определенные местообитания. Виды внутри биоценоза связаны друг с другом трофическими, химическими и эдафическими связями. С другой стороны, организмы связаны с

климатом, гидрологическими условиями, химизмом среды и другими абиотическими факторами. Фактически биогеоценозы представляют собой блоки, из которых состоит биосфера и которые являются реальной средой протекания процессов эволюции. В связи с эволюцией видов сами биоценозы тоже претерпевают эволюционные изменения. Фактически они представляют собой эколого-эволюционные единицы, столь важные для дешифровки истории и фазовости развития древних бассейнов.

Вот почему еще несколько десятилетий назад был поставлен вопрос о необходимости развития нового раздела эволюционной биологии – «эволюция биогеоценозов и биосферы» [6]. К сожалению, идеи этого направления еще не до конца освоены палеонтологами и стратиграфами, но при работе с палеонтологическим материалом и использовании его при выделении биостратиграфических подразделений уже сегодня надо задумываться над сказанным. Это касается и проблемы зональной стратиграфии, чтобы знать, на какой основе мы должны использовать биотический материал и какие зоны мы должны, прежде всего, использовать. Что должно стать главной целью зонального расчленения? Этот вопрос каждый стратиграф должен решать отдельно, но не пассивно, а на базе определенного выбранного мировоззрения.

В связи с этим следовало бы прислушаться к словам Б.С. Соколова [7], сказанным почти 30 лет назад, о том, что биостратиграфию на новый уровень может поднять сейчас изучение экологических систем, условий их формирования, развития и смен. Такой подход к стратиграфии во многом меняет наши привычные представления и требует более глубоких знаний в области палеобиологии и физики среды. Интерес к изучению палеоэкосистем в последние годы заметно возрос. Появление программных работ на эту тему (прежде всего, В.А. Красилова [8]) позволило сформулировать общие задачи экосистемных исследований и стимулировало разработку методических подходов к анализу этих объектов. Были высказаны многие идеи, продвигающие изучение палеоэкосистем на новые ступени. Среди этих идей – обращение к выделению основных подразделений экостратиграфии – *фенозон* и *экозон* (отражающих соответственно состояние морфологических признаков и состояние сообществ), определению биосферных ритмов разного порядка, анализ палеосукцессий и ценосерий, оценка биоразнообразия и индикаторной роли доминантов в системах, выявление кризисных явлений и особенностей перестроек палеоэкосистем. Подробный разбор этих идей не входит в задачу данного сообщения. Можно только отметить, что здесь пока многое намечено в общем виде и нуждается в дальнейших конкретных разработках. Но уже сейчас ясно, что наши стратиграфические подразделения, в том числе и зоны, в той или иной мере отражают этапность развития былых биосфер и их отдельных блоков – палеоэкосистем. И эта этапность зафиксирована, прежде всего, в хро-

нологической смене *палеосообществ*, что заставляет решительно расширить наши исследования именно на этом направлении.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 09-05-00015 и Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. *International Stratigraphic Guide: An abridged version* / Eds. M.A. Murphy, A. Salvador // *Episodes*. 1999. Vol. 22, № 4. P. 255–271.
2. *Стратиграфический кодекс России* / Отв. ред. А.И. Жамойда. 3-е изд. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ (МСК России), 2006. 96 с.
3. *Зональная стратиграфия фанерозоя России* / Науч. ред. Т.Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
4. *Жамойда А.И.* Стратиграфическая корреляция, биостратиграфические шкалы и схемы // *Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии* (посвящается 100-летию со дня рождения профессора Г.Я. Крымгольца). СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2007. С. 43–55.
5. *Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004.
6. *Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В.* Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977.
7. *Соколов Б.С.* Об основах стратиграфической классификации // *Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме*. Л.: Наука, 1980. С. 7–11.
8. *Красилов В.А.* Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977.

ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО КЕЛЛОВЕЯ – НИЖНЕГО ОКСФОРДА РАЗРЕЗА ДУБКИ (САРАТОВСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ)

Л.А. Глинских

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Разрез пограничных отложений келловейского и оксфордского ярусов п. Дубки, расположенный на северной окраине г. Саратова, был предложен в качестве потенциального кандидата на роль точки глобального стратотипа границы (ТГСГ, GSSP) верхнего келловей и нижнего оксфорда [3]. В связи с этим в последние годы активно велись комплексные исследования разреза Дубки. К настоящему времени получены палеонтологические данные (по аммонитам, белемнитам, остракодам, известковому наннопланктону, фораминиферам) и магнитостратиграфическая характеристика разреза.

Материалом для данного исследования послужила коллекция фораминифер, полученная из образцов верхнего келловей – нижнего оксфорда разреза Дубки, переданных М.А. Роговым.

Комплекс фораминифер верхнего келловей и нижнего оксфорда довольно разнообразен, встречено 46 видов из 18 родов. Однако распределены они по разрезу неравномерно. Наличие в ассоциациях 1–2 доминантов, а также частые смены структуры и численности, обусловлены изменениями условий среды (солености, температуры, глубины), которые связаны, по всей вероятности, с колебаниями уровня моря (трансгрессивно-регрессивными событиями).

Среди родов, играющих существенную роль в позднекелловейских сообществах, следует отметить род *Epistomina* и род *Lenticulina*, характеризующиеся высоким видовым разнообразием. Так, род *Epistomina* представлен нескульптированными эпистоминами (*Epistomina elschankaensis* (Mjatl.), *E. parastelligera* (Hofker), *E. rjasanensis* (Umansk. et Kuzn.) и ребристыми эпистоминами (*Epistomina mosquensis* Uhlig), последние наиболее многочисленны в разрезе.

Судя по скульптуре данного вида (ребра и шипы), он приспособлен для обитания на илистых грунтах, накапливающихся в спокойных обстановках, со слабой гидродинамикой, как правило, на некотором удалении от берега. Среди лентикулин выделяются ребристые (*Lenticulina polonica* (Paalz.) и нескульптированные (*Lenticulina tumida* (Mjatl.), *L. uhligi* (Wisn.), *Lenticulina compressaeformis* (Paalz.), *L. subtilis* (Wisn.), *L. parainflata* Grig.).

Ассоциации фораминифер раннего оксфорда имеют унаследованный характер от позднекелловейских. Доминантом первого порядка также являются представители рода *Epistomina*. Субдоминант – род *Lenticulina*. Но в конце раннего оксфорда (в разрезе – зона Cordatum, подзона Bukowskii – см. рис. 1) происходит смена доминирующих таксонов.

Сначала в большом количестве появляется род *Ophthalmidium*, конкурируя с родами *Epistomina* и *Lenticulina*. Присутствие первого (*Ophthalmidium*) может указывать на некоторое опреснение бассейна. Далее (в самых верхах разреза – см. рис. 1) в роли доминанта первого порядка выступает род *Lenticulina*, численность фораминифер рода *Epistomina* существенно снижается – встречены единичные экземпляры, а представители рода *Ophthalmidium* исчезают.

В разрезе отмечаются несколько уровней, когда происходит упрощение структуры ассоциации, резкое сокращение таксономического разнообразия и численности раковин, что говорит о резком ухудшении условий обитания для микробентоса. Это средняя часть подзоны Lambertii (–650), низы подзоны Scarboroughense (–350), верхняя часть подзоны Praecordatum (–150), а также средняя часть подзоны Bukowskii (0).

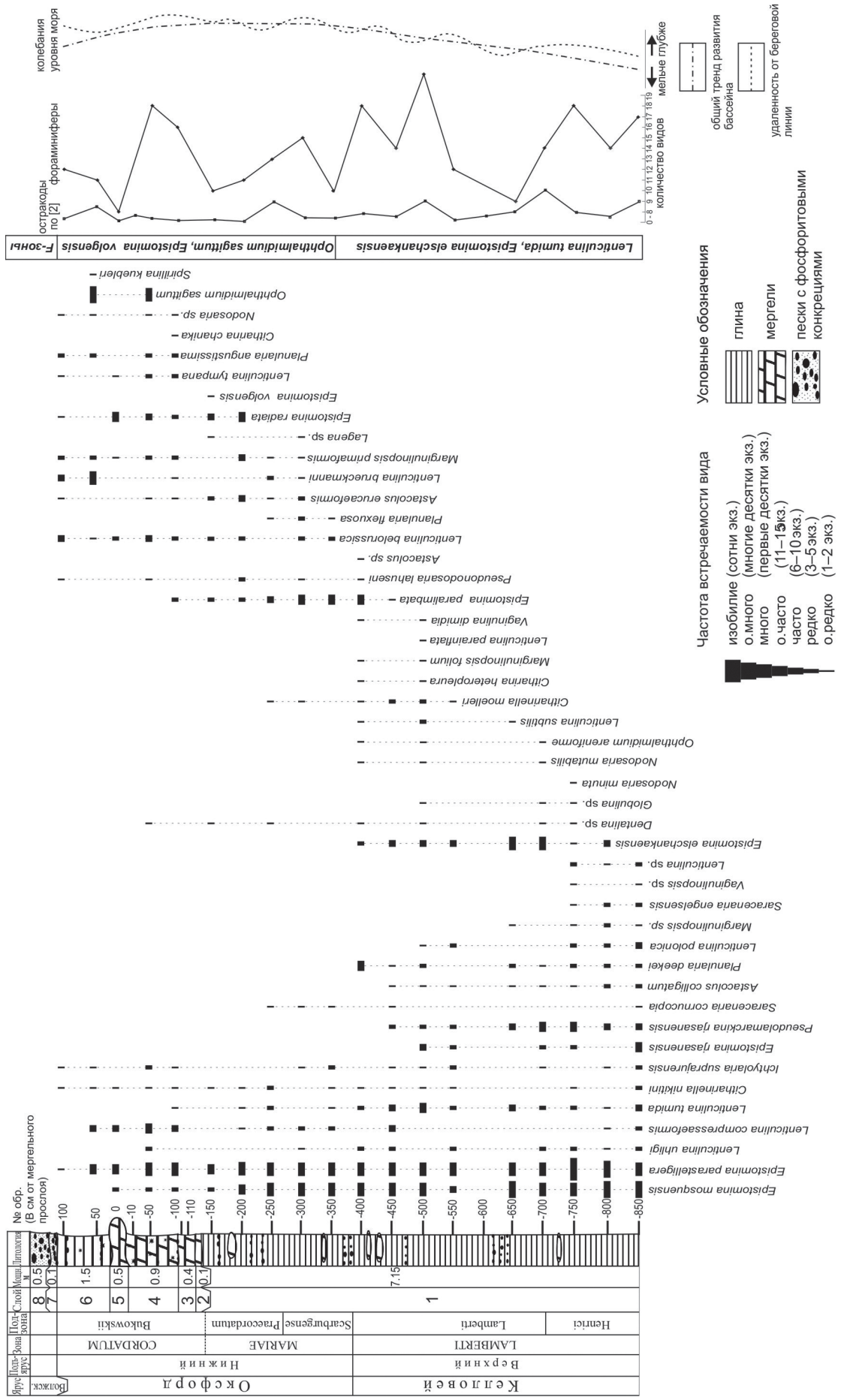


Рис. 1. Микропалеонтологическая характеристика верхнего келловей – нижнего оксфорда разреза Дубки (разбивка на слои и литологическая характеристика по: [2])

На этапах, когда условия становятся более благоприятными для обитания фораминифер, таксономическое разнообразие в ассоциациях увеличивается, и за счет доминантов возрастает численность раковин. Такая картина наблюдается в верхней части подзоны *Henrici* (–750), в середине и верхах подзоны *Lamberti* (–500, –400), в верхах подзоны *Scarburgense* (–300), а также в средней части подзоны *Vukowskii* (–50).

Для сравнения использовались результаты палеоэкологического анализа остракод из р. Дубки, проведенного ранее Е.М. Тесаковой [2]. Следует отметить, что фораминиферы и остракоды находятся на одном уровне трофической организации. При сравнении кривых по фораминиферам и остракодам наблюдается совпадение основных трендов разнообразия этих групп (см. рис. 1).

В келловее – поздней юре осадконакопление на территории Русской платформы происходило в условиях обширного и неглубоководного эпиконтинентального морского бассейна с нормальной соленостью и химизмом водных масс, характерных для открытого морского бассейна с нормальным насыщением CaCO_3 и довольно высокой температурой

[1]. На фоне общей келловей – позднеюрской трансгрессии наблюдались кратковременные регрессивные события II и III порядка.

Кривая, построенная по фораминиферам, отражает колебания уровня моря, показывая возвратно-поступательный характер развития бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке программ 15 и 17 Президиума РАН.

Литература

1. Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Бореального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 123 с.
2. Тесакова Е.М., Рогов М.А. Палеоэкологический анализ остракод верхнего келловая – нижнего оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сессии, г. Новосибирск, 26–28 апр. 2006 г. Новосибирск: Гео, 2006. С. 53–55.
3. Melendez G. Oxfordian Working group // Newsletter of the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy. 2007. Vol. 34, № 2. P. 17.

ПЕРВАЯ ВАЛИДНАЯ НАХОДКА ОСТАТКОВ ИХТИОЗАВРА В СРЕДНЕМ ТРИАСЕ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ

В.М. Ефимов¹, М.А. Рогов², К.М. Худoley³, В.Е. Вержбицкий⁴, М.И. Тучкова², Д.Ю. Здобин³

¹ Ундоровский палеонтологический музей, г. Ульяновск, Россия

² Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

⁴ «Ти Джи Эс Нопек», геофизическая компания, г. Москва, Россия

Введение. Ихтиозавры из триаса высоких широт достаточно редки и остаются крайне мало изученными. До настоящего времени было описано лишь несколько находок из триаса Северо-Востока России [7–9], в большинстве своем в силу неудовлетворительной сохранности не поддающихся точному определению.

Однако в работах стратиграфического характера, посвященных триасу Северной Сибири, находки костей ихтиозавров (как правило, без определений) упоминались достаточно регулярно [1, 2, 4]. При этом все находки были сделаны в осипайской свите Восточно-Таймырской и Лено-Оленекской зон, относимой к низам верхнего триаса [3].

Описываемая в настоящей работе находка была сделана в типовом разрезе триаса Восточно-Таймырской структурно-фациальной зоны на мысе Цветкова, в стратотипе осипайской свиты в августе 2008 г.

Геологическое строение. В рассматриваемом разрезе мощная (около 1,4 км) толща триаса представлена терригенными (в низах – вулканогенными)

осадочными отложениями морского и континентального происхождения, образующими южное крыло субширотной антиклинальной складки (преобладающее падение слоистости – южное). Осипайская свита, представленная аргиллитами и чередованием алевролитов и аргиллитов мощностью около 60 м, с резким контактом залегает на кульдимской свите среднего триаса. Базальный слой осипайской свиты представляет собой плотный пласт темно-серого песчаника с галькой и фосфоритовыми конкрециями мощностью около 0,7 м, где были встречены многочисленные двустворки, аммониты *Arctophylites taimyrensis* (Popow) (определение М.А. Рогова) и наутилиды *Proclydonautilus anianiensis* (Shim.), *Cenoceras boreale* Dagys et Sobolev (определение Е.С. Соболева, ИНГГ СО РАН). К кровле этого слоя приурочена находка части скелета ихтиозавра, представленная большей частью головы, 16 позвонками, несколькими обломками ребер и костей конечностей. Возраст этого слоя может быть определен как самые верхи ладинского яруса среднего триаса, поскольку,

как было показано А.Г. Константиновым [5], граница среднего и верхнего триаса в Арктике должна проводиться в кровле зоны *Stolleyites tenuis*, а не в ее подошве, как считалось до сих пор. Встреченные в нижней части осипайской свиты аммониты представлены только арктофиоллитесами, которые известны как из среднего, так и из верхнего триаса. В то же время присутствующие примерно в нижних 10–15 м осипайской свиты наутилиды, по заключению Е.С. Соболева, позволяют выделить здесь наутилоидную зону *Proclydonautilus anianiensis*, которая на мысе Цветкова представлена только своей верхней частью, являющейся возрастным аналогом аммоноидной зоны *Stolleyites tenuis* [10].

Характеристика скелета ихтиозавра.

Подотряд Ichthyosauroidei,
Надсемейство Shastasauridea,
Семейство Cymbospondylidae,
Род *Cymbospondylus* Leidy, 1868.

Материал (рис. 1). Фрагмент черепа от носовой выемки до средней части рыла, с сомкнутыми верхней и нижней челюстями, несущими многочисленные зубы; фрагменты отдельных костей затылочной части черепа; атлант, 8 шейных, 5 туловищных позвонков, 1 хвостовой позвонок, ребро, невральная дуга.

Описание. Сохраненная средняя роstralная часть от ноздрей до середины верхней челюсти рыла ихтиозавра имеет длину 56 см. Нижняя челюсть, состоящая из правой и левой дуг, 60 см. Затылочная часть черепа в орбитальной и посторбитальной областях сильно смята в дорзовентральном направлении

и представлена лишь отдельными не поддающимися определению фрагментами костей. Общая длина блока породы с костями черепа около 80 см. Ориентируясь на обычные для *Cymbospondylus* пропорции черепа, можно предположить, что длина черепа составляла 140 см. Нижняя челюсть сочленовна с черепом. Ширина сохранившейся зубной кости в передней части составляет 8 см, в задней – 12 см. Швы между отдельными костями нижней челюсти четко прослеживаются. На латеральной поверхности зубной кости заметна выполаживающаяся назад неглубокая борозда, в пределах которой наблюдаются альвеолы с остатками зубов. Зубной ряд присутствует на верхней и нижней челюстях. Размер зубов на протяжении сохранившейся части черепа не меняется. Зубы крупные, высотой 8–9 см; 2/3 длины составляет корень, 1/3 – коронка зуба, до кончика покрытая многочисленными струйками. Перед коронкой по всему диаметру зуба имеется небольшой пережим. В поперечном сечении зубы немного сдавлены, особенно ближе к кончику коронки, хотя заметных килей не наблюдается. Кончики зубов слегка отогнуты назад.

Позвоночный столб представлен отдельными амфицельными позвонками шейного и туловищного отделов и одним хвостовым позвонком. Шейные позвонки высотой 9–10 см, длиной 3,5 см имеют округлую форму. С увеличением высоты позвонки приобретают грушевидную форму. Широкий парапофиз занимает значительную часть боковой поверхности позвоночного тела, соединяется с передней поверх-

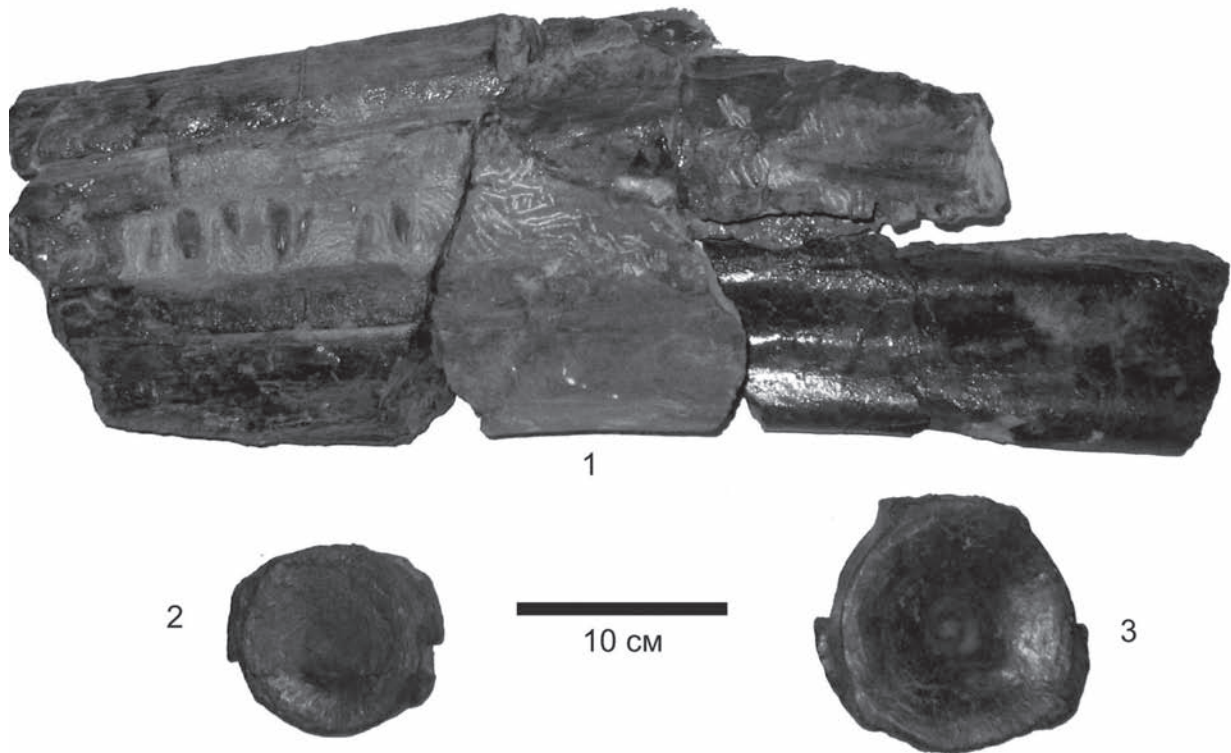


Рис. 1. Остатки скелета ихтиозавра *Cymbospondylus* Leidy, 1868 из Северной Сибири: 1 – фрагмент черепа; 2 – шейный позвонок (вид спереди); 3 – туловищный позвонок (вид спереди)

ностью позвонка. Туловищные позвонки имеют характерное для данного рода грушевидное очертание, вытянутое вертикально. Высота позвонков 11–13 см, длина 4–5 см, максимальная ширина в нижней трети позвонка 10–11 см. Наружная поверхность слабо изогнута. Ребра в этой части позвоночного столба одноголовчатые. Хвостовой позвонок высотой 4,7 см, длиной 1,2 см округлой формы. Невральные дуги представлены фрагментарно; высота одной из них 12 см. Остистый отросток невысокий – 7 см, массивный; на задней и передней сторонах имеются острые кили. Заканчивается отросток выпуклой округлой площадкой. Сохранившаяся часть ребра позволяет проследить изменения поперечного сечения. Одноголовчатая сочленовная фасетка массивна, разделена на две поверхности небольшим гребнем. Перпендикулярно отходящее от позвоночного тела ребро на расстоянии 10 см резко изгибается вниз.

Сравнение. Строение деталей черепа и зубов, а также характерные формы позвоночных тел позволяют отнести находку к роду *Symbospondylus*, известному из среднего триаса Западной Европы, Шпицбергена и Северной Америки. В среднем триасе Северо-Востока России обнаружены позвонки представителей рода, однако по ним невозможно определить вид животного. Предварительное изучение останков ихтиозавра по характеру строения черепа, форме позвоночных тел и размерам костей дает основание предположить ее приближение к самому крупному виду рода *Symbospondylus petrinus* Leidy. Дальнейшее исследование и детальное описание находки позволит уточнить ее характерные особенности, и возможно, выделить новый вид рода *Symbospondylus* для Северной Сибири России.

Значение находки для палеобиогеографических и палеоклиматических реконструкций. В триасе рассматриваемый регион (так же как и Северо-Восток России, где тоже зафиксированы находки ихтиозавров) располагался в полярных широтах [11]. Однако рубеж среднего и позднего триаса Сибири рассматривается как один из уровней значительного потепления, что подтверждается проникновением далеко на север значительного количества теплолюбивых растений и морских беспозвоночных [6]. Встреченные ихтиозавры относятся к роду *Symbospondylus*, представители которого ранее были известны из среднего триаса Невады, Германии, Швейцарии, Франции и Шпицбергена [12]. По всей видимости, во время потепления арктических вод во второй половине среднего триаса эти ихтиозавры проникли

(вероятно, из Пацифики) сначала на Северо-Восток России, где их находки более древние, а затем – на Восточный Таймыр.

Благодарности. Работа была выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 24. Это исследование является частью проекта по изучению геологической истории северо-восточной части Сибирского кратона, поддерживаемого геофизической компанией «Ти Джи Эс Нопек». Авторы также признательны Е.С. Соболеву и А.Г. Константинову (ИНГГ СО РАН) за ценные консультации, касающиеся вопросов стратиграфии бореального триаса, и определение находок.

Литература

1. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.
2. Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири // Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1984. Вып. 586. 177 с.
3. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система / Ред. А.М. Казаков. Новосибирск: Гео, 2002. 322 с.
4. Казаков А.М., Дагис А.С., Карогодин Ю.Н. Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири: Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1982. Вып. 462. С. 5–36.
5. Константинов А.Г. Дискуссионные вопросы стратиграфии бореального триаса: граница среднего и верхнего отделов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 1. С. 85–94.
6. Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 3. С. 55–60.
7. Очев В.Г., Полуботко И.В. Новые находки ихтиозавров на Северо-Востоке СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. 1964. № 7. С. 50–55.
8. Полуботко И.В., Очев В.Г. Новые находки ихтиозавров в триасе Северо-Востока СССР и некоторые замечания об условиях их захоронения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1972. № 3. С. 36–42.
9. Рябинин А.Н. Позвонки ихтиозавра из верхнего триаса Колымского края // Природа. 1946. № 9. С. 57–58.
10. Dagys A., Weitschat W., Konstantinov A., Sobolev E. Evolution of the Boreal marine biota and biostratigraphy at the Middle/Upper Triassic Boundary // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, 1993. Hft. 75. P. 193–209.
11. Golonka J. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic // Geologia. Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej. 2007. Т. 33, zeszyt 2. P. 211–264.
12. Maisch M.W., Matzke A.T. The Ichthyosauria // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 2000. Nr. 298. 159 p.

ТЕМПЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ МОРФОГЕНЕЗА В РАЗЛИЧНЫХ ВЕТВЯХ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОНОДОНТОВ

А.В. Журавлев

ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург, Россия

Существующие реконструкции частных филогенезов на видовом и родовом уровнях позволяют осуществить приблизительную оценку темпов и закономерностей морфогенеза различных групп конодонтов. В качестве временной шкалы использованы длительности веков и фаз по данным [5] с некоторыми уточнениями по [4] для позднего фамена – турне и по [6] для позднего девона.

Темпы морфогенеза оценивались для родов в целом (учитывалась длительность существования рода и количество видов в нем) и, более точно, для отдельных филетических ветвей внутри родов *Polygnathus*, *Youngquistognathus*, *Neopolygnathus*, *Palmatolepis*, *Siphonodella*, *Idioproniodus*, *Mestognathus*, *Mashkovia*, *Patrognathus*, *Tanaisognathus*, *Lochriea*, *Antognathus*, *Gonolelloides*, *Jinogondolella*, *Clarkina*, *Kamagnathus*. При этом учитывалась преобладающая экологическая (топическая) специализация таксонов, входящих в анализируемые филетические линии. На приведенных, в достаточной степени отрывочных, данных наблюдаются ожидаемые закономерности – низкими темпами морфогенеза характеризуются обитатели приповерхностной зоны и открытых мелководий (0,1–0,4 видов/млн лет), более высокими – обитатели прибрежного мелководья (0,4–0,6 видов/млн лет) и наибольшими – обитатели средней и нижней частей водного столба (0,4–0,9 видов/млн лет). Более интенсивное видообразование наблюдается у таксонов, обитавших в дифференцированных (прибрежное мелководье) и/или стабильных (средняя и нижняя части водного столба) биотопах, а менее интенсивное – у обитателей слабодифференцированных (приповерхностная зона) и нестабильных (открытое мелководье) биотопов.

Оценки темпов морфогенеза на родовом уровне в пределах выделенных филетических линий [1] менее точные. В целом, для позднепалеозойских конодонтов, темпы морфогенеза варьировали от 0,04 до 0,15 родов/млн лет. Учитывая неполноту использованных данных и существование различных точек зрения на выделение родов, можно предположить, что полученные оценки несколько занижены. Тем не менее, рассматривая относительные значения, можно выделить две группы позднепалеозойских конодонтов: с более высокими (спатогнатидно-полигнатидная, гнатодидная и икриодидная ветви) и более низкими (кладогнатидная, гондолеллидная, свитиновая и кавузгнатидная ветви) темпами морфогенеза. При этом на отдельных этапах своей истории в каждой ветви были периоды с высокими и низкими темпами.

Например, в кавузгнатидной ветви высокие темпы морфогенеза были в раннекаменноугольную эпоху, в спатогнатидно-полигнатидной – в позднедевонско-ранне-каменноугольное и раннепермское время, в гнатодидной – в среднекаменноугольную эпоху, в гондолеллидной – в пермском периоде.

Анализ последовательностей морфологических преобразований гомологичных структур конодонтовых элементов и аппаратов позволил выделить неоднократно повторяющиеся морфогенетические ряды (рефрены по [3]). Рефрены, наиболее часто реализуемые в среднем и позднем палеозое, были охарактеризованы ранее [2]. Основными из них являются:

1. Сдвиг базальной полости (ямки) к центру платформы, и сокращение длины свободного листа у платформенных элементов. В некоторых линиях полигнатид наблюдается и обратная последовательность.
2. Формирование ростра в передней части платформы (перед каспом). В некоторых ветвях сопровождается последовательным увеличением числа ростральных гребней.
3. Формирование отходящей от каспа боковой лопасти платформы с последующим образованием дополнительных гребня и кия.
4. Формирование продольной ребристости платформы за счет гребней и/или рядов бугорков и связанное с этим образование в ядрах гребней структур из параламеллярной ткани.
5. Формирование поперечной ребристости на платформе начиная с задней или передней части платформы.
6. Редукция поперечных ребер и выполаживание адкаринальных трогов в задней части платформы у кармипланатных форм.
7. Уплотнение платформы «полигнатидного» типа.
8. Редукция задней части карины на заднем отростке.
9. Редукция заднего свободного листа.
10. Сдвиг времени закладки платформы в ранние стадии онтогенеза.
11. Последовательное усложнение орнаментации чашки бугорками и ребрами у кармискафатных форм.
12. Развитие парапетов и последующая редукция одного из них у кармискафатных форм с парапетами, сближенными с кариной.
13. Расширение зубцов задней части листа и формирование за счет этого платформы.

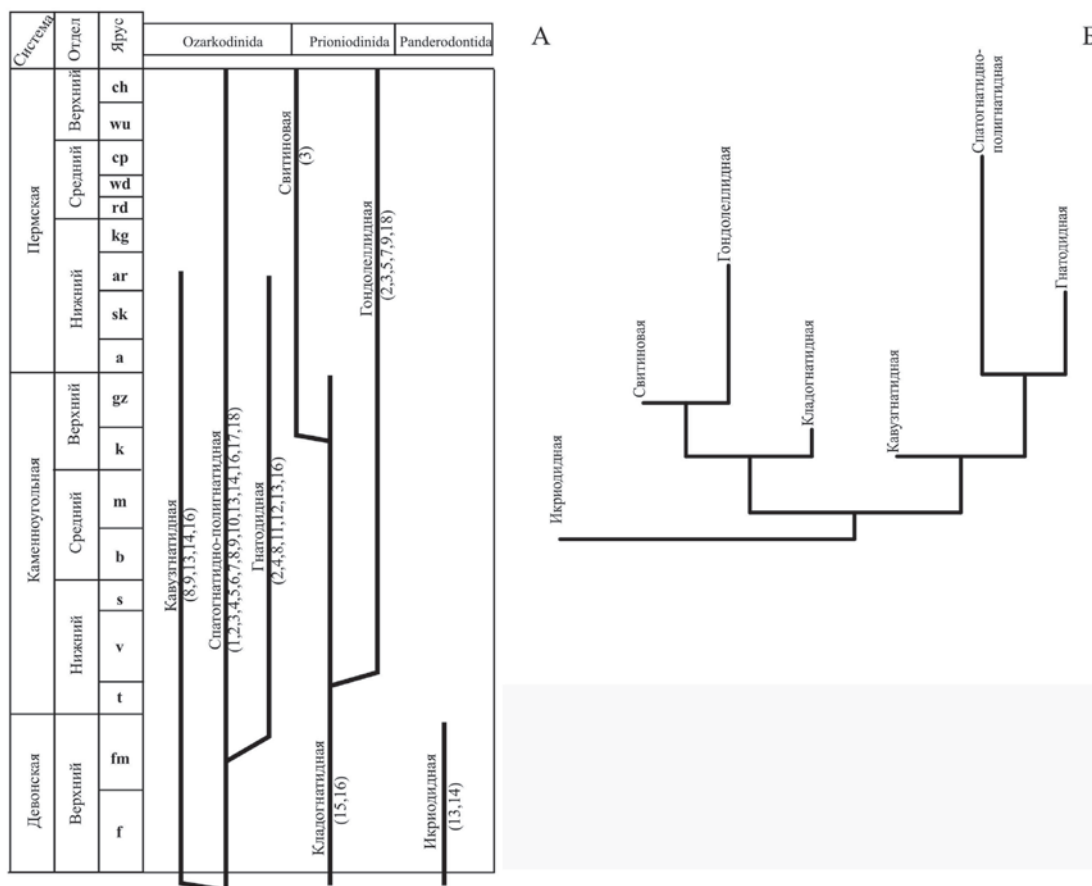


Рис. 1. А – схема предполагаемых соотношений основных филетических ветвей позднепалеозойских конодонтов и реализуемые в этих ветвях рефрены (обозначены номерами в скобках, расшифровка в тексте); Б – филограмма, построенная на основе реализации рефренов в филетических ветвях

14. Образование боковых зубцов на листовидных элементах.

15. Формирование на S-элементах «хиндеоделловой» зубчатости из разреженной путем добавления промежуточных низких зубцов.

16. Снижение доли белого вещества в свободном листе и карине платформенных элементов, его частичное «замещение» параламеллярной и интерламеллярной тканями.

17. Повышение доли белого вещества и параламеллярной ткани у листовидных форм.

18. Формирование платформы за счет разрастания боковых поверхностей листа.

Для ветвей с высокими темпами морфогенеза характерна и более высокая частота реализации рефренов в морфологии Ра-элементов.

Особенно ярко это проявлено в спатогнатидно-полигнатидной (роды *Mehlina*, *Ancyrodella*, *Bispathodus*, *Polygnathus*, *Siphonodella*, *Palmatolepis*) и гнатодидной ветвях (роды *Protognathodus*, *Gnathodus*, *Streptognathodus*, *Declinognathodus*, *Neognathodus*) (рис. 1).

Существование рефренов затрудняет использование кладистического анализа для конодонтов. Представляется перспективным, с одной стороны, применять для построения кладограмм признаки, не

входящие в рефрены, а с другой стороны – проводить кладистический анализ по реализации в таксонах тех или иных рефренов.

Литература

1. Журавлев А.В. Реконструкция филогенезов позднепалеозойских конодонтов // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 99–103.
2. Журавлев А.В. Закономерности морфогенеза конодонтовых элементов и аппаратов в позднем палеозое // Материалы Всероссийской научной конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография». Казань: Изд-во КГУ, 2007. С. 112–115.
3. Мейен С.В. Принципы и методы палеонтологической систематики // Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение / Ред. В.В. Меннер, В.П. Макридин. М.: Недра, 1988. Т. 1. С. 447–466.
4. Fordham B.G. Chronometric calibration of mid-Ordovician to Tournaisian conodont zones: a compilation from recent graphic-correlation and isotope studies // Geological Magazine. 1992. № 129(6). P. 709–721.
5. Gradstein F.M., Ogg J.G. Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next? // Lethaia. 2004. № 37(2). P. 175–181.
6. Sandberg C.A., Ziegler W. Devonian conodont biochronology in geologic time calibration // Senckenbergiana lethaea. 1996. № 76(1). P. 259–265.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ И ГЕТЕРОХРОННЫЙ ПАРАЛЛЕЛИЗМ В ПРИРОДЕ МЕЛОВЫХ ИНОЦЕРАМИД

Т.Д. Зонова

ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург, Россия

Стратиграфическое значение группы иноцерамид установлено давно. Эта быстро эволюционирующая и широко распространенная группа дает возможность дробного расчленения поздне меловых отложений на всех континентах. На большой европейской территории России три яруса (турон, коньяк, сантон) из шести расчленены на зоны по иноцерамам. На восточных окраинах России, как и на всем севере Пацифики, все шесть ярусов верхнего мела подразделены на зоны по этой группе ископаемых.

Главными, определяющими морфологическими признаками для двустворчатых моллюсков, к которым относятся и иноцерамы, являются: онтогенетическая эволюция общей формы, разнообразный декор скульптуры, замок или связочный аппарат. Все эти факторы тесно связаны между собой и обуславливают друг друга. В ископаемом материале вымерших организмов именно они отражают образ жизни и природные условия существования моллюсков.

Проведенное для окончательной разработки систематики группы, изучение связочного аппарата (СА) иноцерамид привело к важным выводам. Во-первых, подтвердило существование взаимозависимости в строении перечисленных выше определяющих признаков в группе иноцерамид. Так, все представители рода *Cataceramus*, характеризующиеся трубчатым типом связочной полоски (СП) в составе СА, в целом имеют широко округлую форму раковины и сходный маловыразительный узор элементов концентрической скульптуры. Во-вторых, характерны они преимущественно для видов кампанского яруса, то есть способствуют определению возраста. Представители рода распространены преимущественно в регионах Средней Азии.

Протяженная форма СП шахматного типа, прослеживающейся по обе стороны от макушки, что характерно только для этого типа, а следовательно, и рода, уже определяет широкую и прямую форму мелких раковин (*Shachmaticeramus shachmati*). Формы более крупных размеров, имеющие полоску шахматного типа, приобретают небольшую скошенность (*Shachmaticeramus shikotanensis*). Это объясняется тем, что СП у этого вида, хотя и прослеживается по обе стороны макушки, но большую протяженность имеет со стороны заднего края, на площади крыла (рис. 1). Пока этот тип СП встречен лишь у видов маастрихтского возраста, поэтому находка хотя бы обломка полоски свидетельствует о возрасте вмещающих пород. Расцвет представителей рода приурочен к дальневосточным регионам России.

Наметилась возможность использования и остатков СП нарезного типа для определения возраста вмещающих пород.

Большое значение нарезного типа, свойственное патутензисовой группе иноцерамид, заключено и в географии местонахождения его носителей. Весь материал происходит из низовьев бассейна р. Енисей, т.е. севера Средней Сибири. Однако очень широкое его распространение известно в Западной Европе, в частности в Германии. Отто Зайтц [4] изобразил материал, представленный сантон-раннекампанской группой иноцерамид Германии, на 26 таблицах. К сожалению, связочный аппарат отображен на них очень скудно. Либо он не сохранился, либо этому вопросу не уделялось должного внимания. Тем не менее, основные морфопризнаки – форма раковины и узор скульптуры (тесная взаимосвязь в строении названных элементов со строением связочного аппарата всегда существует) – позволяют судить об идентичности сантон-кампанских иноцерамид Западной Европы с таковыми, собранными на севере Средней Сибири, в низовьях бассейна р. Енисей. Это свидетельствует о том, что среда, созданная природными событиями, проходившими в Западной Европе была, по всей вероятности, сходна, а скорее и аналогична, таковой, существовавшей в сантон-раннекампанское время на севере Средней Сибири.

Иная картина наблюдается в восточном направлении от низовьев р. Енисей. Лучше всего ее можно наблюдать на восточных окраинах России и северо-востоке Пацифики в целом. Здесь в сантон-кампанское время существовал иной набор видов группы иноцерамид. Если в сантонское время еще встречаются единичные представители патутензисовой группы мелких размеров (описанные и изображенные М.А. Пергаментом в 1965 г. [2]), то начало кампанского времени отмечено взрывным возникновением особой группы радиально-ребристых иноцерамид. Их многочисленность и легкая узнаваемость сделала возможным создание отличного геологического маркера – иноцерамового регионального яруса (инорегиояруса), прослеживающегося на тысячах километров. Совершенно очевидно, что на северо-востоке Пацифики произошли местные, особые биологические события, вызвавшие заметную смену фаунистических комплексов, отличных от Западной Европы и севера Средней Сибири. Нужно заметить, что на эту смену событий отреагировали и другие группы фауны. В частности, очень заметно – гастроподы.

Итак, описанные факты подтверждают взаимосвязь явлений природы и органического мира в

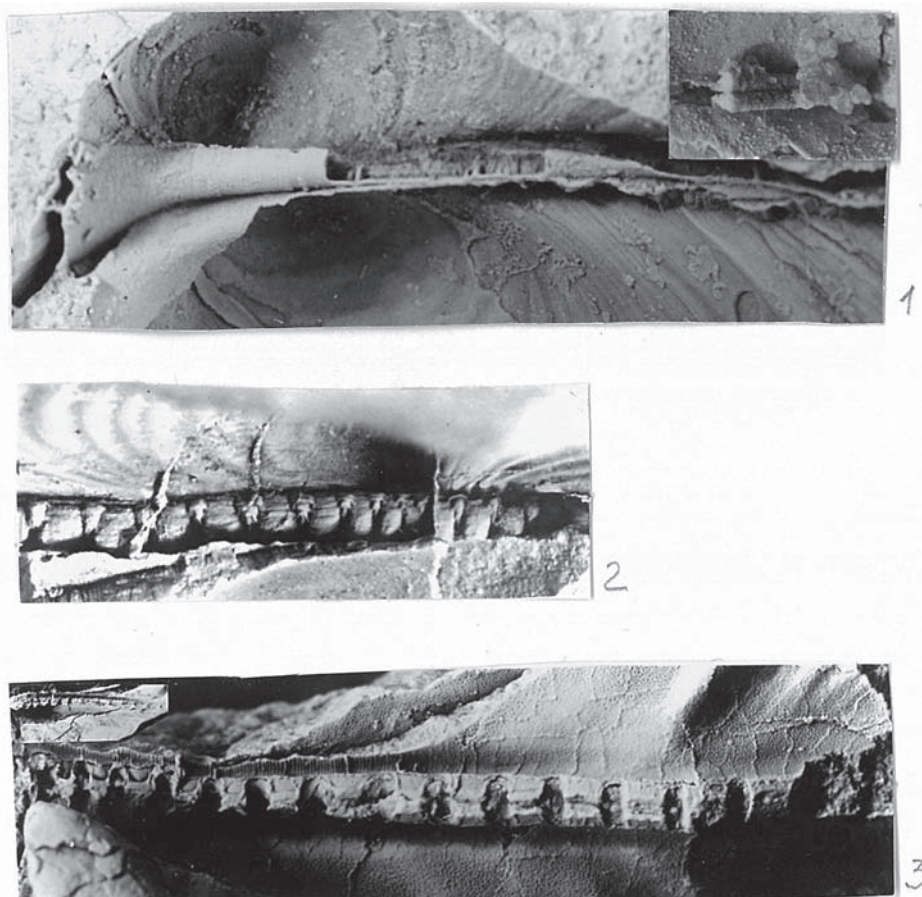


Рис. 1. Типы связочных полосок: 1 – трубчатый тип СП (наблюдался у *Cataceramus djusalienensis* Soboleva); 2 – шахматный тип СП (наблюдался у *Shachmaticeramus shachmati* Zonova); 3 – Нарезной тип СП (наблюдался у *Sphenoceramus patootensis* Loriol)

целом. В частности, мы наблюдали реакцию группы иноцерамид сантон-кампанского времени в трех точках планеты, находящихся на площади полосы примерно одного широтного уровня. Проведенное изучение приводит к выводу – идентичности биособытий на территории Северной Германии и низовьев Енисея и о возникновении отличных от них биособытий на продолжении этой территории, происходивших в направлении северо-востока Пацифики. Точное место смены биособытий из-за отсутствия материала установить пока нельзя. Во всяком случае, на восточных окраинах России, Японии, Калифорнии и внутреннем западе Северной Америки наблюдается их самый большой расцвет.

В целом сказанное свидетельствует о том, что, имея даже плохо сохранившиеся остатки раковин, особенно раковин с сохранившимися остатками СА, можно примерно ориентироваться в возрасте содержащих их пород, и, естественно, они должны работать в системе группы.

Прекрасным примером влияния и отражения природных условий является образование одинаково построенных элементов раковин у представителей принадлежащих разным классам животных. Так, радиальная ребристость иноцерамид кампана и точно такая же наблюдающаяся у существовавших вместе с ними кол-

пачковых гастропод была вызвана, безусловно, одними и теми же условиями существования. Это подтверждается и тем, что представители тех и других жившие чуть раньше, в сантоне, имели только тонкий концентрический узор скульптуры и более мелкие размеры.

Видимо, какое-то изменение условий (возможно, обмеление бассейна и прибойная зона) вызвало увеличение размеров и появление укрепляющего радиального декора скульптуры у тех и других. Подробнее это явление рассмотрено в работе Т.Д. Зоной [1]. Эти факты подтверждают взаимозависимость явлений природы и органического мира в целом.

Не менее интересно и очень важно проявление гетерохронного параллелизма у иноцерамид различного геологического возраста. Так, ряд видов иноцерамид англикусовой группы (*Inoceramus anglicus*) альба по многим признакам сходен с видами балтикусовой группой (*Cataceramus balticus*) иноцерамид кампан маастрихта. Этому же явлению сходства, на этих же возрастных уровнях, подвержены и представители аммоноидей (*Cleoniceras*) в альбе и (мелкие формы *Pachydiscid*) в маастрихте. Кроме того, наблюдается и сходный, в данном случае преимущественно алевролито аргеллитовый, состав литологических пород, содержащих эту фауну. Последнее обстоятельство еще сильнее подчеркивает возникновение повтора сходных

условий существования разделенных временем, на который и откликнулся животный мир. Безусловно, явление гомеоморфии, имеющее место в группе, затрудняют исследовательскую, особенно определительскую работу. Кроме того, гомеоморфия, вероятно, вызвана не только внешними причинами (приспособление к сходным окружающим обстановкам), но, видимо, связана также и с внутренними возможностями организма. Этот вопрос требует специального изучения, как и вопрос о гомологических рядах, которые явно имеют место в этой группе. Пока отметим лишь тот важный факт, что, несмотря на явления гомеоморфии иноцерамы в целом проявляют удивительный параллелизм развития во времени и пространстве. Дело в том, что в различных точках земного шара, порою значительно удаленных друг от друга, наблюдается смена сходных комплексов иноцерамид, происходящая примерно в одно время. Впервые на это указал Хайнц [3], сравнивая последовательность смены комплексов иноцерамид Северной Германии и Мадагаскара. Хайнц первым высказал мысль о возможности установления при помощи иноцерамид, стратиграфических соотношений в мировом масштабе. К этому мнению можно только присоединиться.

На дальневосточном материале России такие корреляционные соотношения или возрастные уровни

(региоярусы, или инорегиоярусы) прослеживаются в туроне (ламаркоидная группа), коньяке (уваимензисовая группа), труднее, но намечаются и в сантоне (сходство многочисленных представителей востока *Inoceramus nagaoui* с не менее обильными по количеству экземплярами вида *Inoceramus azerbaijanensis* из Средней Азии).

Хорошим примером «разорванных» корреляционных возможностей иноцерамид является патуензисовая группа, рассмотренная выше.

Литература

1. Зюнова Т.Д. Особенности строения раковины радиально-ребристых иноцерамид и колпачковых гастропод кампана севера тихоокеанской области // Ежегодник ВПО. Л., 1985. Т. 38. С. 134–147.
2. Пергамент М.А. Иноцерамы позднего мела Тихоокеанской области. Группа *Inoceramus lobatus-lingua-patootensis* // Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области: Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 118. С. 75–97.
3. Heinz R. Inoceramen von Madagdsicar und ihre Bedeutung für die Kreide Stratigraphie // Zeltschr. deut. geol. Gesell. 1933. Т. 85, № 4. С. 241–259.
4. Seitz O. Die Inoceramen des Santon und Unter – Campan von Nordwestdeutschland // Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. 1965. Hf. 69. S. 1–194.

БЕНТОСНАЯ МИКРОФАУНА В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКАХ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА (НА ПРИМЕРЕ СКВ. SO 178-78, ОХОТСКОЕ МОРЕ)

Е.Д. Иванова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Ранние исследования по бентосным фораминиферам были в основном ориентированы на описание состава и структуры фаунальных комплексов и получение общего понимания условий окружающей среды прошлого. В настоящее время изучение бентосных фораминифер является инструментом для реконструкции потока органического материала на морское дно, содержания кислорода в придонных водах, интенсивности придонной гидродинамики [4], что позволяет получить более полную и детальную информацию о состоянии среды на морском дне.

Целью настоящей работы являлось изучение экоструктурных особенностей и закономерностей распределения комплексов бентосных фораминифер в донных осадках глубоководной впадины Дерюгина. В северо-восточной части впадины была отобрана колонка **So178-78** (гл. 1 690 м, мощность 1 825 см), которая вскрыла пачку черных гидротроилитовых отложений позднплейстоцен-голоценового возраста (рис. 1). Работы выполнялись по российско-германскому проекту КОМЕХ в 178-м рейсе немецкого исследовательского судна «Sonne» (2004 г.) [3]. Комплексные минералого-

геохимические исследования этих отложений показали, что их формирование проходило в условиях неоднократной смены аноксидных (дефицит кислорода в придонных водах) обстановок на обстановки с нормальной аэрацией придонных вод. На основании литологического изучения колонки, выполненного по визуальным литологическим, вещественным (компонентный минеральный и химический состав) и физическим (плотность, магнитная восприимчивость) признакам, были выделены литостратиграфические комплексы [1]. Результаты микрофаунистического анализа позволили выделить четыре горизонта, примерно соответствующих выделенным литокомплексам (рис. 2). Таксономический состав комплексов представлен 45 видами, из которых 3 вида агглютинирующие, остальные относятся к секреторным формам.

Горизонт I (инт. 34–207 см) охватывает верхнюю часть разреза и соответствует литокомплексу I, представленному голоценовыми отложениями мощностью 120–150 см (рис. 2).

Наиболее высокие показатели обилия и видового разнообразия донной микрофауны приходятся на инт.

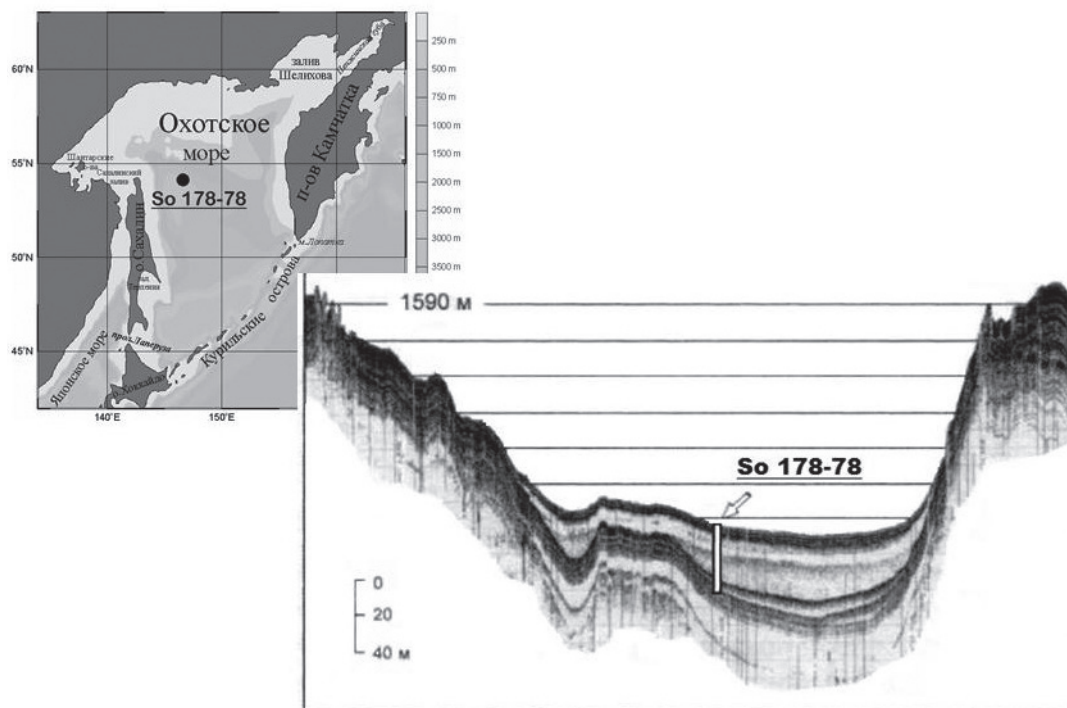


Рис. 1. Местоположение колонки **So 178-78**: разрез осадочной толщи по профилю I-I (по данным 1-го рейса НИС «Sonne» [1])

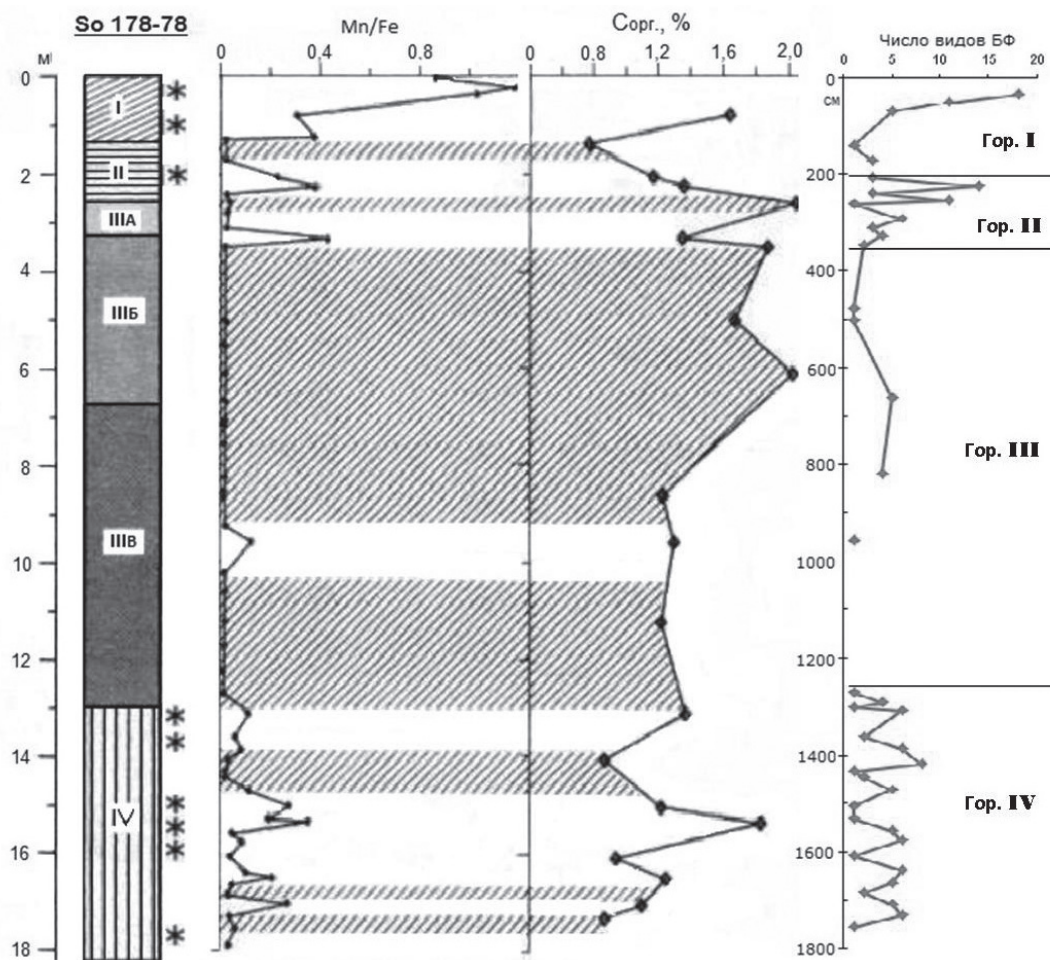


Рис. 2. Биохимические параметры осадков из колонки **So 178-78**. I-IV – литостратиграфические комплексы. Штриховкой показаны горизонты, предположительно сформировавшиеся в аноксидных условиях [1]

30–37 см. Отложения этого интервала сложены мягкими глинисто-диатомовыми алевропелитами (возрастом около 6 тыс. лет) с довольно мощным окисленным слоем [1]. Выделенные комплексы представлены видами *Uvigerina peregrina* Cushman, *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *Globobulimina hanzawai* Asano, *Trochamina inflata* (Montagu), *Globobulimina elongata* (Cushman), *Discoislandiella umbonata* (Voloshinova), *Sphaeroidina* sp., *Brizalina saidovae* Troitskaja et K. Fursenko, *Rhabdammina abyssorum* Stschedrina, *Rhabdammina pulverulenta* Stschedrina, *Alabamina tenera* (Brady), *Cassidulina norcrossii* Ishiwada, *Gyroidina soldanii* (D'Orbigny), *Gyroidina orbicularis* (d'Orbigny), *Valvulineria sadonica* Asano, характерными для условий окисдно-субоксидного осадконакопления и стабильного поступления на дно органического материала.

Подобный состав бентосных сообществ часто встречается в современных и голоценовых отложениях батинальной части Охотского моря. Вниз по горизонту прослеживается резкое уменьшение содержания фораминифер до их полного исчезновения в подошве слоя (инт. 190–195 см).

Горизонт II охватывает инт. 207–350 см и примерно соответствует литокомплексу II и верхней части (пачка IIIА) литокомплекса III (см. рис. 2). Отложения этого горизонта представлены серыми и зеленовато-серыми алевропелитами с повышенным содержанием терригенных песчаных частиц и примесью гравия и гальки. Очевидно, это явилось причиной значительных колебаний количественных параметров комплексов бентосных фораминифер.

Наибольшие значения приходятся на интервалы 224–226, 252–256 и 290–294 см. Инт. 224–226 см представлен 14 видами с доминантными *Uvigerina peregrina*, *Discoislandiella umbonata*, *Alabaminella weddellensis* (Earland), *Cassandra singularis* (Troitskaja). Состав комплекса характерен для условий стабильного поступления фитодетрита на дно при хорошей вентиляции придонных вод. Появление в этом интервале значительного числа типичных представителей шельфовых сообществ (*Criboelphidium subarcticum* (Cushman), *Buccella granulata* (Lautenschleger), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *Cassandra singularis* (Troitskaja)), *Triloculina tricarinata* d'Orbigny, *Buccella frigida* (Cushman), *Pateoris hauerinoides* (Rhumbler), *Criboelphidium asterineum* Troitskaja), вероятно, связано с активным поступлением терригенного материала. В инт. 252–256 см комплекс микрофауны представлен 11 таксонами, с *Uvigerina auberiana* и *Alabaminella weddellensis* в качестве доминантных видов. Встреченные ранее шельфовые виды бентосных фораминифер исчезают, замещаясь видами, типичными для условий внешнего шельфа верхней части континентального склона (*Valvulineria sadonica*, *Cassidulina delicata*, *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Bolivina decussata* Brady, *Spirolocullina angulata* Cushman). Это связано с особенностями осадков пачки IIIА:

терригенный материал исчезает, отложения представлены коричневато-серыми мягкими пластичными тонкодисперсными пелитами с примесью мелких фрагментов растительных остатков. Комплекс микрофауны в инт. 290–294 см представлен 6 видами, из которых наиболее обильны *Uvigerina peregrina* и *Rhabdammina abyssorum*, также довольно многочисленны *Gyroidina orbicularis*, *Valvulineria sadonica*, *Cassidulina delicata*. Встреченные формы обитают, как правило, в условиях активной поставки на дно органического материала и толерантны к дефициту кислорода в придонных водах. В остальных интервалах данного горизонта встречены лишь единичные представители бентосных фораминифер.

Горизонт III (инт. 350–1273 см) охватывает осадки литокомплекса III (пачки IIIБ и IIIВ) и представлен тонкодисперсными, слабо уплотненными пелитами (см. рис. 2). Граница между пачками нечеткая, с постепенным изменением цвета от темно-серого в подошве пачки IIIБ до черного. Пачка IIIВ (гидротроилитовая) представлена однородными по составу гомогенными, тонкодисперсными пелитами черного цвета. Скорость седиментации во время формирования этих осадков составляла около 100 см/тыс. лет и происходила в аноксидных условиях [1]. Выделенные комплексы БФ отличаются малочисленностью раковин и обедненным таксономическим составом. Встречены единичные представители секреторных фораминифер *Gyroidina orbicularis*, *Valvulineria sadonica*, *Cassidulina delicata*. Инт. 350–351, 475–480, 500–505 см и 955–960 см отмечаются по высокому содержанию агглютинирующего вида *Rhabdammina abyssorum*, обитающего обычно на больших глубинах (> 1 500 м) в условиях относительно нормальной аэрации донных вод. Очевидно формирование осадка в это время шло в окисдно-субоксидных условиях, о чем свидетельствует присутствие агрегатов гидрооксидов железа и карбонатных микростяжений (Mn-кальцитов) [2], а также снижение содержания Сор. в осадке (рис. 2).

Горизонт IV (инт. 1 273–1 758 см) соответствует выделенному литокомплексу IV (см. рис. 2). Отложения мощностью около 5 м существенно отличаются от вышележающих слоев по текстуре, структуре, цвету и характеру включений, что свидетельствует о значительных изменениях условий седиментации. По комплексу литологических признаков этот горизонт может быть отнесен к эпохе максимального похолодания позднего плейстоцена [1]. Отложения представлены зеленовато-серыми алевропелитами со значительной примесью терригенного материала и редкими включениями гравия и гальки ледового разности. Это обусловило появление здесь донной микрофауны довольно пестрого таксономического состава при относительно невысоком общем содержании раковин в осадке. Выделяется несколько интервалов с максимальными значениями общей численности и видового богатства бентосных фораминифер:

инт. 1 290–1 295, 1 307–1 312, 1 386–1 423, 1 470–1 473, 1 555–1 580, 1 637–1 641, 1 705–1 735 см. Комплексы в выделенных интервалах сходны по составу доминантной группы (*Uvigerina auberiana*, *Uvigerina peregrina*, *Valvulineria sadonica*), но различаются по аксессуарным видам. Очевидно процесс седиментации во время формирования этих слоев шел в условиях нормальной вентиляции донных вод при активном поступлении на дно органического материала.

Таким образом, активное накопление $C_{орг}$ в осадке при высоких скоростях седиментации формирует аноксидные горизонты, в которых наблюдается резкое снижение содержания БФ или их полное отсутствие. Это свидетельствует о том, что в условиях глубоководных впадин содержание кислорода в придонных водах является сильным лимитирующим и наиболее значимым фактором для жизнедеятельности бентосной микрофауны.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ОРШАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Л.А. Каримова

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Минск, Беларусь

В верхнемеловых отложениях Беларуси фораминиферы являются наиболее изученной группой фауны. Благодаря массовой встречаемости, высокому таксономическому разнообразию и относительно высоким темпам эволюции отдельных таксонов они эффективно используются для стратиграфического расчленения и корреляции рассматриваемых отложений [1].

К настоящему времени для верхнемеловых отложений Оршанской впадины разработана местная стратиграфическая схема (на уровне свит). По сумме литологических и палеонтологических признаков в разрезе верхнего мела впервые выделены три литостратиграфических подразделения – свиты (снизу вверх): костюшковичская, залесовичская и чаусская. Стратиграфическое положение и объем местных стратонивов обосновываются изменением таксономического и структурного составов комплексов фораминифер, изученных по керну более чем 50 разрезов скважин, вскрытых на рассматриваемой территории. Литостратиграфические границы в одних случаях четко совпадают с биостратиграфическими, в других – разновозрастные комплексы фораминифер выделяются внутри литологически однородных подразделений.

Анализ вертикального распределения фораминифер позволил выделить в разрезе верхнего мела Оршанской впадины последовательно сменяющие друг друга 9 фораминиферовых комплексов, отвечающих возрастному интервалу сеноман – ранний коньяк. Границы комплексов характеризуются появлением

Литература

1. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В. и др. Минералого-геохимические признаки существования аноксидных условий осадконакопления в локальных котловинах Охотского моря в позднем плейстоцене-голоцене // Тихоокеанская геология. 2007. № 3. С. 3–33.
2. Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Можеровский А.В., Тищенко П.Я. Признаки периодического существования зоны сероводородного заражения во впадине Дерюгина (Охотское море) в голоцене-позднем плейстоцене // Тез. докл. XV Междунар. школы по морской геологии. М., 2003. Т. 2. С. 78–79.
3. Cruise Report: KOMEX. RV Sonne, Cruise 178. GEOMAR Report, Kiel, 2004. 125 p.
4. Kucera M., Schönfeld J. The origin of modern oceanic foraminiferal faunas and Neogene climate change // The Micropalaeontological Society, Special Publications. The Geological Society. London, 2007. P. 409–425.

или исчезновением определенных таксонов, сменой доминирующих видов, а также изменением относительного количества экземпляров фораминифер в породе и степенью их сохранности. Общая численность установленных таксонов составляет 171 вид из 53 родов, принадлежащих к разным экологическим типам (секреционные и агглютинирующие бентосные и планктонные). Количественный учет представителей отдельных экологических группировок в керне проводился по трехбалльной шкале встречаемости: редко – часто – обильно.

Самый древний комплекс фораминифер установлен в терригенно-карбонатных породах костюшковичской свиты. Комплекс фораминифер состоит из 52 видов и 33 родов. В их числе установлены руководящие виды и вид-индекс зоны *Gavelinella senomanica*, отвечающей нижнесеноманскому подъярису согласно Стратиграфической схеме верхнего мела Беларуси [1]. В структуре комплекса преобладают представители секреционного бентоса – 57,7%, агглютинирующие бентосные формы составляют 30,8%, планктонные – 11,5%. По видовому разнообразию и количественно доминируют представители только двух секреционных родов *Gavelinella* и *Lingulogavelinella*. Из агглютинирующих форм часто встречаются текстулярии, аренобулимины и марссонеллы. Среди планктонных форм довольно обильны хедбергеллы и гетерохеликсы. Редко встречаются единичные представители родов *Gaudryina*, *Marginulina*, *Valvulineria*, *Osanguilaria* и др. В целом костюшковичский комплекс

характеризуется таксономическим разнообразием, незначительным количественным составом большинства таксонов и преимущественным развитием мелких и тонкостенных форм.

В залесовичской свите установлены два комплекса фораминифер, которые имеют очень близкий родовой состав, однотипную экологическую структуру сообществ, но существенно отличаются видовым составом и количественным соотношением секреторных и агглютинирующих форм. В нижней части свиты, представленной сильно опесчаненным мелом, установлен комплекс фораминифер, стратиграфический объем которого по составу зональных видов и присутствию вида-индекса приравнен к среднесеноманской зоне *Guembelitra senomana* [1]. Таксономический состав комплекса существенно отличается от предыдущего как в видовом, так и в количественном отношении. Он состоит из 41 вида (27 родов), из которых секреторных форм – 19, агглютинирующих – 12 и планктонных – 10. На фоне снижения общего разнообразия таксонов секреторные фораминиферы продолжают доминировать в комплексе и составляют 46,3%. В их таксономическом составе отмечаются изменения на видовом уровне у гавелинелл и лингулогавелинелл, а также фиксируется появление представителей более молодых родов *Brotzenella*, *Tappannina*, *Grammostomum* и *Eponides*. Однако в количественном отношении секреторные фораминиферы уступают представителям агглютинирующих родов *Gaudryina*, *Textularia*, *Arenobulimina* и *Marssonella*. Таксономическое разнообразие последних не превышает 29,3% от общего числа форм. Доля планктонных фораминифер в структуре комплекса увеличивается более чем в два раза (до 24,4%) за счет увеличения видового разнообразия рода *Hedbergella* и появления первых представителей нового рода *Praeglobotruncana*. Все планктонные фораминиферы отличаются массовым количеством экземпляров.

В верхней части залесовичской свиты установлен комплекс фораминифер, очень близкий по составу родов и видов к описанному выше, но несколько более разнообразный (45 видов из 23 родов). В его составе отмечаются руководящие виды и вид-индекс зонального комплекса верхнесеноманской зоны *Gaudryina setata* [1]. В комплексе по-прежнему господствуют секреторные формы (до 48,9%), их родовой состав обновляется благодаря появлению новых *Cibicides* и *Sitella*. Отмечается массовая численность экземпляров у гавелинелл, лингулогавелинелл и бротценелл. Разнообразие агглютинирующих (28,9%) и планктонных (22,2%) фораминифер несколько ниже, чем в описанном выше комплексе, хотя бентосные формы достаточно многочисленны, особенно годриины, марссонеллы и хедбергеллы. Таким образом, оба комплекса, установленные в залесовичской свите, характеризуются обедненным таксономическим составом и количественным преобладанием бентосных форм над планктонными. Это позволяет предполо-

жить, что в рассматриваемом возрастном интервале в мелководном Оршанском палеобассейне, открывающемся к югу, существовали благоприятные условия для развития бентосных фораминифер.

В мергельно-меловых породах чаусской свиты установлены шесть последовательных фораминиферовых комплексов, отвечающих биостратонам разного ранга (от подзон до зон) зональной фораминиферовой шкалы верхнего мела Беларуси [1]. В низах свиты установлены два комплекса фораминифер, отвечающих в совокупности нижнетуронской зоне *Gavelinella nana*. В целом они характеризуются достаточно однородным составом родов и однотипной структурой сообществ, но отличаются видовым составом. Отличительной особенностью этих комплексов является высокое таксономическое разнообразие (от 60 до 62 видов из 31 рода) и значительное обновление (почти на 27%) их родового состава на границе с залесовичским (позднесеноманским) комплексом фораминифер. На этом уровне впервые появляются представители родов *Reophax*, *Lituola*, *Verneuilina*, *Belorussiella*, *Ataxophragmium*, *Nodosaria*, *Globorotalites* и др. Доля секреторного бентоса резко возрастает и составляет 60%. Планктонные фораминиферы по-прежнему играют подчиненную роль, хотя родовой состав их также обновляется благодаря появлению рода *Bifarina* и большой диверсификации видов рода *Hedbergella*. Оба комплекса характеризуются мелкими размерами фораминифер, высоким таксономическим составом и количественным преобладанием планктонных фораминифер. Увеличение разнообразия и количества планктонных фораминифер в раннетуронское время свидетельствует об оптимальных условиях их существования.

В средней, преимущественно мергельно-меловой части чаусской свиты установлены комплексы фораминифер подзон *Reussella turonica* и *Reussella carinata*, которые в совокупности отвечают среднетуронской зоне *Gavelinella ammonoides*. Особенностью рассматриваемых комплексов является смешанный характер таксономического состава, в котором встречаются таксоны, как унаследованные из раннетуронского комплекса, так и впервые появившиеся на данном уровне. По соотношению экологических группировок комплексы рассматриваемого возрастного интервала существенно не отличаются от предыдущих сообществ: здесь по-прежнему доминируют секреторные формы, на долю которых приходится до 59%. Доля агглютинирующих фораминифер колеблется от 24,2 до 31,8%, а доля планктонных – не превышает 10%. Увеличение родового разнообразия фораминифер отмечается за счет появления новых родов: секреторных *Stensioeina*, *Neoflabellina*, *Reussella*; агглютинирующего *Heterostomella* и планктонного *Globotruncana*. В целом комплекс характеризуется видовым разнообразием и высокой количественной характеристикой секреторных и планктонных фораминифер.

Наиболее богатый и разнообразный по таксономическому составу комплекс фораминифер содержится в верхней части свиты, представленной пясчистым мелом. Он состоит из 72 видов из 35 родов и по стратиграфическому объему отвечает верхнетуронской зоне *Gavelinella moniliformis* s. str. В структуре комплекса доминируют секреторные фораминиферы (61,1%), достигающие на этом уровне самого максимального видового разнообразия за счет увеличения представительности нодозарий, увегерин, боливин и др. Агглютинирующие формы в данном комплексе также достигают пика своего родового и видового разнообразия (22 вида из 11 родов), но количественно существенно уступают секреторным и планктонным формам. Планктонные фораминиферы представлены большим количеством экземпляров, принадлежащих 6 видам родов *Globotruncana*, *Hedbergella* и *Heterohelix*. В рассматриваемом комплексе отмечается минимальное таксономическое разнообразие планктонных форм, на долю которых приходится всего 9,1%.

Самый ранний комплекс фораминифер установлен в верхах свиты. В его составе присутствуют 64 вида из 32 родов. Наличие в комплексе зональных видов и массовое присутствие вида-индекса позволяет отнести выявленный комплекс к нижнеконьякской зоне *Gavelinella kelleri* [1]. Соотношение экологических типов фораминифер приблизительно такое же, как и в туронских комплексах и представлено следующим образом. Доминируют секреторные формы – 62,5%, агглютинирующие составляют – 26,6%, подчиненное значение имеют планктонные – 10,9%. На фоне снижения общего таксономического разнообразия отмечаются изменения на видовом уровне (свыше

30%), главным образом, у гавелинелл, глоботрункан и вальвулинерин. Бентосные и планктонные фораминиферы встречаются в приблизительно равных количествах. Таким образом, смена комплексов фораминифер в литологически однородной толще чаусской свиты позволяет предположить, что в период формирования рассматриваемых отложений не существовало различных физико-географических условий, что могло привести к резкой смене состава комплексов фораминифер.

Проанализирован таксономический состав и экологическая структура комплексов фораминифер верхнего мела Оршанской впадины. Выполненные исследования позволили уточнить характерные комплексы фораминифер местных биостратонов, используемых при расчленении и корреляции литостратиграфических подразделений. Сравнение изученных комплексов фораминифер Оршанской впадины с одновозрастными комплексами из других районов Беларуси показывает их высокое сходство: выявлено большинство общих видов. Верхнемеловые фораминиферовые комплексы Оршанской впадины имеют много общего с таковыми из верхнемеловых отложений Московской синеклизы (сопредельная территория России) [2].

Литература

1. Акимец В.С., Каримова Л.А. Стратиграфическая схема меловых отложений Беларуси // Літасфера. Минск, 2005. № 1(22). С. 114–123.
2. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М., 2005.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ МОРФОГЕНЕЗА ПОЗДНЕБАТСКИХ АММОНИТОВ ПОДСЕМЕЙСТВА CADOCERATINAE

В.Г. Князев¹, Р.В. Кутыгин¹, С.В. Меледина²

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Семейство аммонитов *Cardioceratidae* Siemiradzki, 1891 является основополагающим для зональной стратиграфии средней – верхней бореальной юры. Вся зональная стратиграфия байосского, батского, келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов Сибири построена на подсемействах, родах и видах этого семейства. Родиной кардиоцератид явились высокоширотные моря Арктики. В истории существования семейства чередовались фазы широкого и ограниченного географического распространения. Семейство *Cardioceratidae* состоит из подсемейств *Arctoccephalitinae* Meledina, 1968, *Cadoceratinae* Hyatt, 1900, *Cardioceratinae* Siemiradzki, 1891 и *Quenstedtoceratinae* Hyatt, 1877, emend Nikitin, 1884 (по-

следнее признается не всеми). До сих пор остаются недостаточно изученными особенности становления подсемейств и родов кардиоцератид на ранних этапах развития семейства. Выявление путей развития отдельных таксонов методом сравнения в филогенезе особенностей онтогенетических изменений отдельных признаков раковины (сечения, скульптуры) и установление предков келловейских кадоцератин явилось предметом настоящего исследования.

Верхний бат в Сибири подразделен на зону *Arcticoceras* (?) *cranoccephaloide* со слоями с *Cadoceras barnstoni* в верхней части, зоны *C. variabile* и *C. calyx*. Верхняя граница последней служит одновременно границей батского и келловейского ярусов [3, 4].

Наиболее полная филогенетическая последовательность поздних арктоцефалитин и первых кадоцератин представлена в разрезах верхнего бата Восточной Гренландии и севера Сибири [3–5, 7, 8].

Этап коренной перестройки в эволюции кадоцератин приурочен к **фазе cranocephaloide**. Зональный вид-индекс характеризуется раковиной, по форме переходной от арктикоцерас к кадоцерас: на внутренних оборотах раковина практически неотличима от присущей роду *Arcticoceras*, тогда как на внешних оборотах становится эволютивной с округлым поперечным сечением. Жилая камера скульптурирована [7]. Среди типичных для этого вида раковин восточно-гренландских экземпляров, фотографии которых любезно предоставлены В.В. Митта, имеются редкие экземпляры с широкими внешними оборотами, что характерно для вида *Cadoceras barnstoni* (Meek). Сравнивая виды *A. (?) cranocephaloide* Call. et Birk. и *C. barnstoni*, следует отметить, что существенные различия в форме раковины и характере скульптуры у них проявляются уже на внутренних и средних оборотах. Для *C. barnstoni* на этой стадии роста характерна широкая и уплощенная вентральная сторона, тогда как у *A. (?) cranocephaloide* она более узкая и округлая. Важной отличительной чертой *C. barnstoni* на средних оборотах является резкая приумбональная ребристость. Точка ветвления первичных ребер расположена значительно выше, нежели у *A. (?) cranocephaloide*, что и обуславливает наличие более широкой и уплощенной вентральной стороны у *C. barnstoni*. В Восточной Гренландии *C. cf. og aff. barnstoni* отмечены в зоне *variabile* [8, fauna 21]. В Канаде (Северный Юкон) вертикальный диапазон *C. barnstoni* отвечает верхней части зоны *variabile* и низам зоны *calyx* [11]. В разрезах севера Сибири (Анабарский район) *C. barnstoni* (= *C. (C.) ognevi* Bodyl.) указывался ниже находок *C. variabile* [5], что послужило основанием для выделения слоев с *C. barnstoni* в верхах зоны *cranocephaloide* [4]. Таким образом, можно предположить, что биоцена этого вида охватывает не только верхнюю часть зоны *cranocephaloide*, но и начало зоны *calyx*. В конце фазы *cranocephaloide* произошла дивергенция арктоцефалитин и кадоцератин.

В фазу **variabile** происходило дальнейшее изменение у кадоцератин формы раковины и скульптуры. Внешние обороты стали вздутыми, умбо ступенчатым, умбональный перегиб угловатым, а скульптура ослабленной, т.е. раковины приобрели облик, характерный для рода *Cadoceras*. Однако на внутренних оборотах сохранилась скульптура, сходная с *Arcticoceras*. Очевидно, продолжил свое существование вид *C. barnstoni*, широко представленный в верхнем бате Восточной Гренландии, Арктической Канады, Северного Юкона и севера Сибири [4, 5, 8, 9, 11].

В последние годы появились сведения о присутствии в Европейской России морфологически сходных с *C. barnstoni* форм. К ним относятся *Cadoceras infimum* Gul. et Kisel., *Paracadoceras keuppi* Mitta,

Paracadoceras nageli Mitta и *Paracadoceras efimovi* Mitta [1, 2, 10]. Виды *P. keuppi* и *P. nageli*, морфологически близкие на внешних оборотах рассматриваются В.В. Митта в качестве переходных между *A. (?) cranocephaloide* и *C. variabile*. Принципиально важным для реконструкции филогении позднебатовских кадоцератин является вид *Paracadoceras efimovi* Mitta [10], являющийся, по мнению автора вида, предком *C. calyx* Spath. Авторы согласны с этим выводом, однако считают необоснованным утверждение о том, что появление этого вида знаменует собой переход от арктоцефалитин к кадоцератинам. Как было указано выше, этот переход произошел в фазу *cranocephaloide*. Появление *Paracadoceras efimovi* Mitta более логично увязывать с формированием раннего морфотипа рода *Cadoceras*, характеризующегося значительной шириной раковины на внешнем обороте, формированием широкого и глубокого умбо и угловатым умбональным перегибом. В сибирских разрезах наряду с *C. variabile* Spath и *C. barnstoni* (Meek) присутствует вид *C. perrarum* Vog. (резко скульптурированная морфа), представляющий, по всей вероятности, отклоняющуюся ветвь *C. barnstoni*.

В фазу **calyx** отмечается значительное изменение формы раковины и скульптуры, приведшее к существенной дифференциации морфотипа кадоцерас. Голотип *C. calyx* Spath имеет необычно эволютивную раковину с широким и глубоким умбо и угловатым умбональным перегибом. Скульптура представлена грубыми преимущественно двураздельными сильно наклоненными вперед ребрами. Степень выраженности первичных и вторичных ребер одинакова. Тройные и вставные ребра весьма редки. Анализ изображений других экземпляров из типовых разрезов Восточной Гренландии, также отнесенных Дж. Калломоном к виду *C. calyx* Spath (фотографии любезно предоставлены М.А. Роговым), свидетельствует о значительной внутривидовой изменчивости формы раковины и скульптуры. В этой связи представляется целесообразным рассмотреть наиболее яркие морфологические тренды рода *Cadoceras*, появившиеся в фазу *calyx* в типовых разрезах Восточной Гренландии и сравнить их с таковыми на севере Сибири.

Первый тренд начинается видом *C. perrarum* Vog. (фаза *variabile*), давшим начало груборебристым формам со значительно расширяющимся в онтогенезе сечением, образованием глубокого умбо, стенки которого отчетливо обособлены от латеральных сторон. Характерной особенностью является сохранение грубой ребристости. Эти черты ярко выражены у *C. sp. nov.* в Анабарском районе, а также других сходных форм в нижнекекловейской подзоне *frearsi*, которые привели к появлению вида *C. falsum* Vog. в верхней части нижнекекловейской зоны *elatmae*.

Второй морфологический тренд рода *Cadoceras* в Восточной Гренландии образован видами *C. calyx*, *C. franciscus* Spath и *C. victor* Spath. В.В. Митта объединил все эти виды в составе *C. calyx* [10]. Вид

C. franciscus по форме раковины сходен с *C. frearsi* (Orb.), но отличается более грубой ребристостью и более угловатой вентральной стороной. Вид *C. victor* является переходным от *C. frearsi* к *C. elatmae* (Nik.) [12].

В Анабарском районе в пограничных отложения бата и келловей распространены крупные *Cadoceras*, у которых жилая камера занимает 5/6 оборота. Внутренние обороты полуэволютные, средней ширины, а начиная с диаметра 60 мм становятся вздутыми и сильно вздутыми, с умеренно широким, имеющим резкий перегиб умбо. Сечение оборотов изменяется от овального до низкого, субтрапецевидного. Скульптура представлена плотными первичными и вторичными ребрами, ослабевающими на внешнем обороте. По характеру внешней и внутренней морфологии анабарские экземпляры наиболее близки к вздутым разновидностям *C. calyx*, изображения которых из коллекции Дж. Калломона из типовых разрезов верхнего бата Восточной Гренландии, любезно предоставил нам М.А. Рогов.

Следует признать, что не удастся установить в верхнем бате севера Сибири виды, которые можно было бы рассматривать в качестве предков раннекелловейских видов *C. frearsi* и *C. elatmae*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-04-00757, 09-05-00136), РФФИ – Восток № 09-05-98518 и Программы РАН 17 (Арктика).

Литература

1. Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н. О морском бореальном верхнем бате в центре Русской равнины // Докл. АН. 1999. Т. 367, № 1. С. 95–98.
2. Киселев Д.Н., Рогов М.А. Стратиграфия пограничных отложений бата и келловей в разрезе ус. Просек (Среднее Поволжье). Статья 1. Аммониты и инфразональная биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 5. С. 42–73.
3. Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Зональная шкала верхнего бата и нижнего келловей Северной Сибири по аммонитам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеобиогеографии. Ярославль: Изд-во ЯГПУ. 2007. С. 124–131.
4. Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Зональная шкала верхнего бата Восточной Сибири по аммонитам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 2. С. 88–99.
5. Меледина С.В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловей). Новосибирск: Наука, 1994. 182 с.
6. Меледина С.В. Аммониты из верхнего бореального бата о-ва Котельный // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С. 1397–1404.
7. Callomon J.H. The evolution of the ammonite family Cardioceratidae // Spec. pap. on Palaeontology. 1985. № 33. P. 49–90.
8. Callomon J.H. The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1993. Vol. 40. P. 83–113.
9. Frebold H. The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Cadoceratinae // Bull. Geol. Surv. Canada. 1964. № 119. P. 1–27.
10. Mitta V.V. Late Bathonian Cardioceratidae (Ammonoidea) from the Middle Reaches of the Volga River // Paleontolog. J. 2005. Vol. 39, № 5. P. 629–644.
11. Poulton T.P. Zonation and Correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) Ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Yukon // Bull. Geol. Surv. 1987. № 358. 155 p.
12. Spath L.F. The invertebrate faunas of the Bathonian-Callovian deposits of the Jameson Land (East Greenland) // Medd. Gronl. 1932. Vol. 87, № 7. P. 1–158.

СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ТАГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.С. Кокатюхина

ТомскНИПИнефть, г. Томск, Россия

Данная статья представляет собой модель сиквенс-стратиграфической последовательности формирования верхнеюрских отложений осадочного чехла Западной Сибири на примере Тагайского месторождения.

Сиквенс-стратиграфия – это методика расчленения осадочного разреза на основные части, разделенные поверхностями несогласия и другими поверхностями, отражающими изменения относительного уровня моря и скоростей седиментации. Производится с целью предсказания протяженности литологических тел [1]. Данное направление изучает изменение режима седиментации морской окраины в зависимости от динамики относительного уровня моря и

обеспеченности его привносимым материалом, что дает возможности диагностировать протяженность перспективных в нефтегазовом отношении песчаных тел, наличие и расположение разновозрастных пространственно разобщенных коллекторов [2].

Стратиграфические поверхности являют собой основу описания модели изменения морской окраины, обеспечивают надежный каркас для корреляции, картирования отложений и представляют особый интерес, так как зачастую являются препятствиями на пути миграции флюидов [3]. Данные поверхности образованы, как правило, флуктуациями относительного уровня моря, что часто контролируется эвстати-

кой, тектоническими подвижками, таянием ледников, а также количеством привносимого материала [4].

Тагайское месторождение расположено на южном склоне Моисеевского куполовидного поднятия, осложняющего южный борт Каймысовского свода Западной Сибири. В основу реконструкции палеогеографической обстановки месторождения были положены принципы фациального анализа и сиквенс-стратиграфического инструментария, позволившие расчленить осадочный бассейн на хронологически одновременные пачки, разделенные несогласиями и коррелятивными им поверхностями [5].

На рис. 1 представлена сиквенс-стратиграфическая модель верхнеюрских отложений. Сиквенс выделен по 2 поверхностям максимального затопления (mfs). Являющиеся главными маркерами и флюидоупорами, ограничивающие продуктивный интервал по вертикали – это отложения нижевасюганской подсвиты и битуминозные аргиллиты баженовской свиты. Поверхности отмечены наличием относительно глу-

боководных уплотненных глинистых отложений, содержащих морскую фауну.

Сиквенс имеет двучленное строение, в его составе выделяются: трансгрессивный системный тракт (TST) и тракт высокого стояния (HST). Тракт высокого стояния характеризуется общей регрессивной направленностью и состоит из 2 частей, или 2 парасиквенсов (Pr), соответствующих: раннему тракту высокого стояния (EHST) и позднему тракту высокого стояния (LHST), разделенных в свою очередь эрозионной поверхностью несогласия, маркированной латерально выдержанной толщей угля. Данная поверхность прослеживается по ряду месторождений Западной Сибири, что объясняется низким градиентом прибрежной равнины. Границы парасиквенсов, как правило, создают препятствия вертикальной сообщаемости резервуара, но не способствуют аккумуляции углеводородов [6].

Ранний тракт высокого стояния (EHST) представлен подугольной толщей ($Ю_1^3$) и сложен фациями ко-

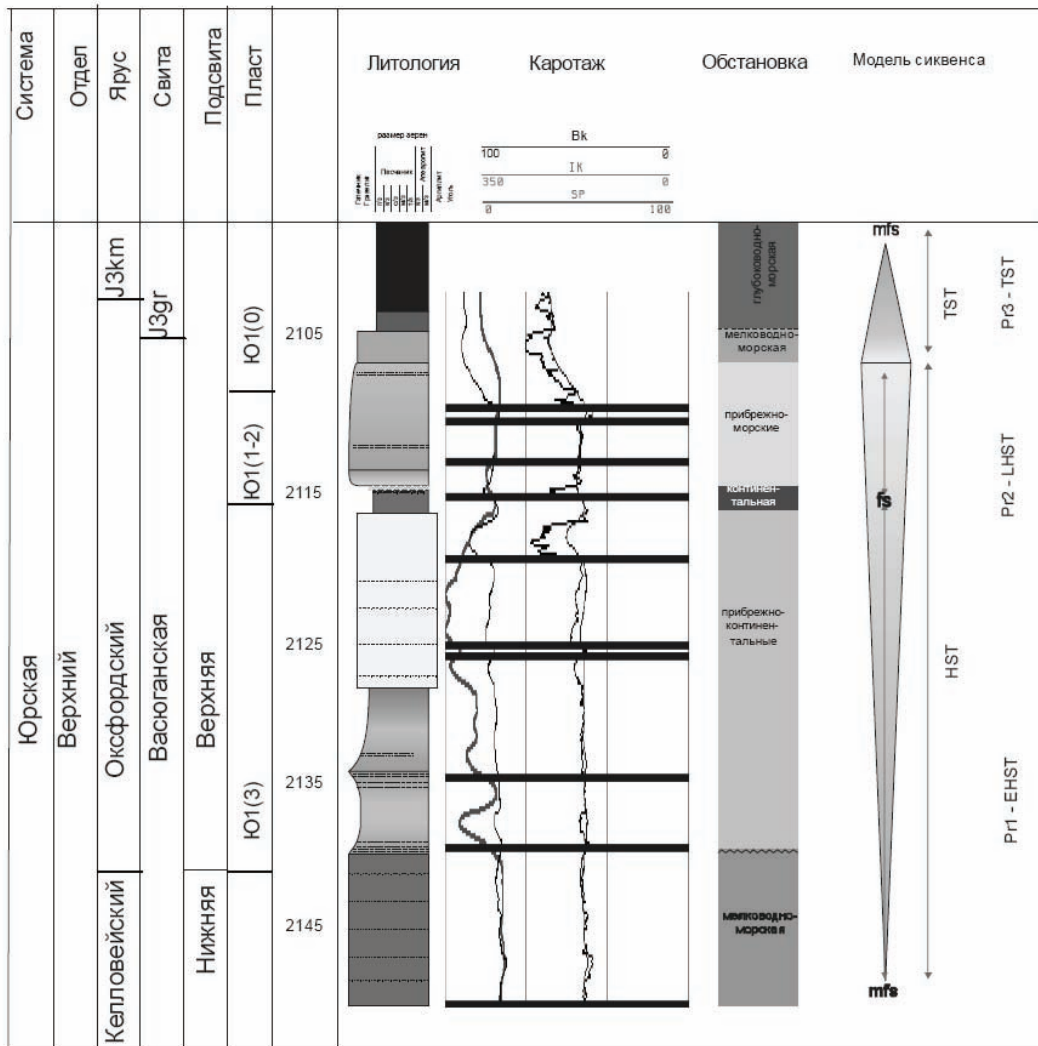


Рис. 1. Сиквенс-стратиграфическая модель васюганских отложений Тагайского месторождения (Н.С. Кокатюхина).

Условные обозначения: J3km – Киммеридж; J3gr – Георгиевская свита; HST – системный тракт высокого стояния; TST – трансгрессивный системный тракт; EHST – ранний тракт высокого стояния; LHST – поздний тракт высокого стояния; Pr – парасиквенс

нусов выноса, характерных для наиболее удаленной в сторону моря части дельтового комплекса. В пределах данной стратиграфической единицы также выделяются локальные поверхности несогласия (поверхности затопления между пропластками Ю₁^{3а}, Ю₁^{3б}, Ю₁^{3в}), которые являются как коррелятивными поверхностями, так и индикаторами флуктуаций уровня моря. Для пород характерно увеличение зернистости вверх по разрезу, преобладает выпуклая косая и параллельная слоистость с признаками волновой ряби. Местами отложения эродированы песчаниками флювиальных дельтовых рукавов. Для тракта характерно замедление роста уровня моря и последующее его снижение, что сопровождается увеличением количества привносимого материала. Ранний тракт высокого стояния ограничен азральной эрозионной поверхностью, представленной, как выше упоминалось, угольным пластом мощностью 1,7–3,2 м. Местами угольный пласт замещается невыдержанными биотурбированными алеврито-глинистыми разностями, обогащенными обугленным детритом и корнями растений до 2 см. Хорошая выдержанность прослоя угля позволяет использовать его в качестве реперного горизонта и характеризовать как азральную границу раздела парасиквенсов.

Далее вверх по разрезу с размывом залегают прибрежно-морские отложения, представленные чередованием аргиллитов и сильно биотурбированных тонко-мелкозернистых песчаников с глинистыми прослоями (пласты Ю₁¹⁻²), и представляют поздний тракт высокого стояния (LHST). В ряде скважин неполные, сокращенные разрезы фронтальной части дельты свидетельствуют об отмирании и переработке отложений волновыми процессами. В юго-западной части месторождения прибрежно-морские отложения сменяются низкоэнергетическими флювиальными. В поздний тракт высокого стояния происходит замедление темпов снижения относительного уровня моря.

Васюганскую свиту завершают отложения барабинской пачки, представляя собой конденсированный разрез, причиной возникновения которого явился дефицит обломочного материала из-за значительной удаленности источников сноса. Обстановка образования пород барабинской пачки соответствует внешнему шельфу. В модели сиквенса данный интервал представляет собой трансгрессивный системный тракт (TST) и характеризуется ростом относительного уровня моря.

Итак, представленная в работе сиквенс-стратиграфическая модель Тагайского месторождения являет

собой совокупность последовательности регрессивно направленного в сторону моря тракта высокого стояния и трансгрессивного системного тракта, отражающего рост относительного уровня моря и его продвижение в сторону береговой линии. Отсутствие в разрезе тракта низкого стояния (LST) и промежуточного тракта высокого стояния (MHST) свидетельствует о тенденции прогрессирующего роста относительного уровня моря в юрский период.

Продвижение морской окраины в глубь континента сопровождалось флуктуациями отступления в сторону моря, что способствовало формированию коллекторов преимущественно прибрежно-морского типа на территории Западной Сибири в позднеюрский период.

Литература

1. University of South Carolina's Siquence Stratigraphy Site. URL: <http://strata.geol.sc.edu/index.html>
2. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность: Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 326 с.
3. *The best practice of sequence-stratigraphy* / Jhonson G. Oxford, 1987. 398 p.
4. Ян П.А. Седиментационная и сиквенс-стратиграфическая модель васюганской свиты верхнепурского фациального подрайона // Геология и геофизика нефти и газа. Новосибирск, 2003. 5 с.
5. Оценка балансовых запасов углеводородов продуктивных пластов Тагайского месторождения: Отчет о НИР / ОАО «ТомскНИПИнефть ВНК». 2008.
6. *Turcker M. Technics in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, 1988.
7. Муромцев В.С. Методика локального прогноза песчаных тел, лито-логических ловушек нефти и газа по электрометрическим моделям фаций. Л., 1981. 367 с.
8. Муромцев В.С. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
9. *Kokatyukhina N.S. The best sequence-stratigraphy application for the better reservoir description*. 2007.
10. *Sequence Stratigraphy and Sedimentological Model of Barua Field Reservoirs, Eocene Misoa and Pauji Formations, Lake Maracaibo, Venezuela* // Escandon G., Moreno M. Chacartegui., PDVSA Exploration y Production.
11. *Shurygin B.N. Sequence Stratigraphic interpretation of Kellovei and Upper Jurassic* // *Geology and Geophysics*, 1991. Vol. 40.
12. *Vestnic Tomsk State University*, (II), April 2003. Materials of the scientific conferences, symposiums, schools, caring out in TSU.
13. *Winfried Zimmerle. Petroleum Sedimentology*. Kluwer Academic Publishers, 1995. 458 с.

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ РИНХОЛИТОВ

В.Н. Комаров

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, Россия

Аккреционный, связанный с последовательным приращением новых частей, тип скелетообразования в той или иной мере свойствен большинству групп беспозвоночных. На поверхности раковин двустворчатых моллюсков (особенно пектенид и кардит), аммонитов, брахиопод, на эпитеке кораллов, а также на срезах ростров белемнитов можно наблюдать многочисленные отчетливые знаки нарастания, разная ширина которых связана с неравномерным поглощением организмом карбоната кальция из морской воды. Структуры неравномерного роста нередко обнаруживают чешуи рыб, кости позвоночных, а также древесина.

Как показывает имеющийся в настоящее время фактический материал, многие минеральные скелеты, образующиеся путем аккреции, служат идеальными регистрирующими структурами, в которых в первую очередь отражается ритмика роста, обусловленная свойственной всем природным процессам цикличностью солнечного, лунного или иного происхождения.

Образование ритмично чередующихся пластин нарастания различной толщины в скелетах современных морских беспозвоночных обычно связывают с сезонными изменениями климата, в первую очередь с определяемыми ими различиями температурного режима морской воды. Первоначально высказывались предположения о том, что каждая пластина нарастания соответствует годовому циклу роста. Впоследствии были установлены и более сложные циклы (полусуточные, суточные, двухдневные, недельные, месячные, полугодовые и др.). Существуют также предположения, что наблюдаемая ритмичность в аккреции скелетного материала может не являться ни сезонной, ни годовой, а отвечать интервалам неизвестного происхождения. Перерывы в накоплении кальцита, обуславливающие слоистое строение раковины, потенциально могут быть вызваны какими-то катастрофическими событиями в жизни животного или внезапными изменениями в среде обитания, происходящими через неопределенные промежутки времени.

Ринхолиты – обызвествленные кончики верхней челюсти ископаемых наутилоидей и, предположительно, аммоноидей (филлоцератид и литоцератид) – всесторонне описываются на протяжении более 150 лет. Тем не менее, следы аккреционного роста ринхолитов, очень хорошо видные на их срезах, а у выветрелых экземпляров и на поверхности, никогда ранее не анализировались. Знаки нарастания были изучены на сканирующем электронном микроскопе «Jeol» у 2 экз. *Hadrocheilus* (Н.) *optivus* Shimansky,

1 экз. *H. (H.) fissum* Shimansky и 3 экз. *Akidocheilus* (*Planecapula*) *infirus* Shimansky. Все они найдены в окрестностях села Верхоречье на южном склоне горы Белая (Бахчисарайский район Юго-Западного Крыма). Первый и последний из указанных видов имеют позднебарремский возраст. *H. (H.) fissum* найден в нерасчлененных верхнебарремско-аптских отложениях. Такой подбор материала не случаен. Известно, что в позднебарремский – аптский век на территории Юго-Западного Крыма существовал богатый комплекс ринхолитоносителей [1, 3]. Ринхолиты представлены 35 видами, из которых к роду *Hadrocheilus* относятся 27 видов, к *Akidocheilus* и *Rhyncholites* – по 2 вида, к *Erlangericheilus*, *Rhynchoteuthis*, *Leptocheilus* и *Tillicheilus* – по 1 виду. Таксономическое разнообразие обладателей кончиков челюстей акидохейлюсового и наутилоидного типов было одинаково очень низким, но если первые очень многочисленны, то вторые крайне редки – до сих пор известны всего два экземпляра. Таким образом, изученный материал можно считать достаточно представительным.

Известно, что ринхолиты подрода *Hadrocheilus* состоят из многократно чередующихся слоев зернистого и скрытокристаллического кальцита, строение которых на ультраструктурном уровне идентично [2]. Ринхолиты подрода *Akidocheilus* (*Planecapula*) сложены многократно чередующимися слоями мелкокристаллического и скрытокристаллического кальцита. Утолщение ринхолитов и увеличение их прочности происходили в основном за счет слоев скрытокристаллического кальцита, толщина которых в целом больше, чем слоев зернистого или мелкокристаллического кальцита. Нарастание всех слоев в пределах ринхолита происходило быстрее всего в области режущих краев капюшона и с нижней стороны капюшона, где располагалась «рабочая» поверхность челюсти.

В аккреции скелетного материала ринхолитов обнаружена ритмичность разных порядков. У всех видов выявлены знаки нарастания самого низкого, третьего порядка, представленные отдельными однородными слоями: у ринхолитов рода *Hadrocheilus* их в среднем 491,7, а у ринхолитов рода *Akidocheilus* – 310. Два смежных слоя третьего порядка четко группируются в полосы нарастания второго порядка. У рода *Akidocheilus* знаки нарастания более высокого порядка не наблюдались, что, возможно, связано с какой-то спецификой образа жизни ринхолитоносителей. У всех экземпляров рода *Hadrocheilus* выявлены и знаки нарастания первого порядка, число которых в среднем составляет 17. Они представляют собой

довольно отчетливые полосы примерно одинаковой ширины, состоящие в среднем из 29,84 слоев 3-го порядка и, соответственно, примерно из 15 полосок 2-го порядка. Одинаковый характер чередования знаков нарастания 3-го порядка делает возможным вывод о том, что каждая полоска 2-го порядка формируется за сутки. Соответственно, каждый слой 3-го порядка образуется за полусуточный ритм. Слои скрытокристаллического кальцита превышают по толщине слои микрокристаллического и зернистого кальцита. Это позволяет считать, что скорость нарастания ринхолитов в разное время суток заметно отличалась и, очевидно, зависела от интенсивности освещения. Существующие данные об образе жизни головоногих моллюсков, которым могли принадлежать ринхолиты, подтверждают это предположение.

Позднебарремско-аптский бассейн, располагавшийся в пределах Юго-Западного Крыма, отвечал максимуму трансгрессии и позволял ринхолитоносителям вести следующий образ жизни. Ночью, при лунном освещении и в условиях теплой приповерхностной морской воды могло происходить значительно более активное (судя по разной толщине скрытокристаллического и зернистого кальцита, в 5–10 раз) поглощение из воды карбоната кальция, чем днем на большей глубине. Однако почему слои кальцита, образовавшиеся на разной глубине, отличаются еще и строением, остается не совсем понятным. Знаки нарастания 1-го порядка, вероятно, – следствие цикличности лунного происхождения. Они образуются за полумесячный приливный цикл, обнаруживающий зависимость от максимальной и минимальной приливной амплитуды. Знаки нарастания месячной периодичности роста у изученных видов отдельно никак не выделяются. Но, очевидно, что в принятой модели аккреционной ритмичности, они отвечают двум полосам 1-го порядка. Полученные данные позволяют считать, что продолжительность лунного месяца в позднем барреме – апте составляла 29,84 суток. Эта цифра в целом согласуется с данными о продолжительности лунного месяца в раннемеловую эпоху. Ни у одного из изученных экземпляров не выявлены доказательства полугодовой периодичности роста, что можно объяснить климатическими особенностями.

Известно, что в неокоме и апте низкие и часть средних широт обоих полушарий Земли занимал огромный аридный тропически-экваториальный пояс, в значительной мере совпадавший с Тетическим биогеографическим царством. Он был населен богатой и разнообразной теплолюбивой фауной и непрерывно простирался приблизительно от 30–40° северной до 45° южной палеошироты. В океанах и сообщающихся с ними морях суточным и сезонным колебаниям были подвержены лишь поверхностные зоны до глубин 25–30 м. На глубинных 150–200 м разница в средних температурах и амплитуде годовых колебаний была сильно сглажена. В это время в океане отсутствовала психросфера – толща холодных глубинных и придонных вод. В современных океанах ее температура колеблется от –0,5 до +5°C, а в меловых океанах составляла от +7–11 до +20°C. Это означает, что палеотемпературы воды в меловых морях были значительно более однородными, чем сейчас. Вероятно, мягкий климат и отсутствие сезонных колебаний температуры воды определенным образом оказывал влияние на аккрецию скелетов, которая должна была быть равномерной в течение всего года.

Полученные новые данные можно считать предварительными. Они, безусловно, нуждаются в уточнении и подтверждении на более представительном фактическом материале. Однако не вызывает сомнения, что изучение ритмов онтогенетического роста у ринхолитов, как и у других беспозвоночных, может играть большую роль для реконструкции образа жизни организмов, восстановления палеоклиматических обстановок и свойственных им сезонных изменений. Как уникальные «геологические часы» знаки нарастания могут также способствовать значительному пополнению наших знаний о тех параметрах, которые в далеком прошлом зависели от динамики системы «Солнце – Земля – Луна».

Литература

1. Грибоедова И.Г., Соколов С.А., Комаров В.Н. Ринхолиты Горного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 26–32.
2. Комаров В.Н. О структуре ринхолитов // Палеонтологический журнал. 2001. № 5. С. 35–41.
3. Комаров В.Н. Атлас ринхолитов Горного Крыма. М.: ТИИЦ, 2008. 120 с.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ КАМΠΑН-МААСТРИХТСКИХ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Т.Г. Ксенева, Е.И. Ксенева

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Особенностью Западно-Сибирской палеозоо-географической провинции является почти полное отсутствие планктонных фораминифер, существовавших здесь меловых морских бассейнов. Поэтому в

данной работе особое внимание уделялось изучению бентосных раковин. Ф.В. Киприяновой разработана методика, основанная на приуроченности разных форм бентоса к определенным экологическим услови-

ям [1]. Эта методика явилась общей при изучении современных ископаемых ассоциаций фораминифер.

Таксономический состав бентосных фораминифер зависит от воздействия на них факторов окружающей среды: глубины, температуры, состава и характера субстрата, рельефа дна, солености и химического состава вод, газового и гидродинамического режимов. Большинство исследователей считают глубину определяющим критерием при распределении фораминифер в современных морских бассейнах, этот фактор является определяющим и для ранее живших организмов.

Кроме того, многочисленные данные показывают что расселение различных групп фораминифер по глубине обусловлено прежде всего гидродинамикой, а также распределением пищевых ресурсов и кислорода. Взаимоотношения между ассоциациями фораминифер и окружающей средой являются очень сложными. Способность фораминифер быстро реагировать на изменение внешних условий и, в особенности, малая подвижность бентосных форм могут быть использованы в качестве дополнительного показателя среды обитания. На распределение видовых ассоциаций фораминифер влияют изложенные ниже основные факторы.

Глубина бассейна – это наиболее важный фактор, влияющий на расселение бентосных фораминифер. Другие факторы взаимосвязаны с первым, т.е. с изменениями глубины. Одним из них является температурный фактор, который, как и глубина, является ограничителем в распределении ряда видов [6].

Как на современном, так и на ископаемом материале отмечено, что изменения в ассоциациях фораминифер закономерны с увеличением глубины, а также при небольших температурных колебаниях и прежде всего уменьшении температуры с глубиной. Содержание в воде кислорода является ограничивающим фактором для фораминифер только тогда, когда его количество уменьшается до минимума, как например в замкнутых бассейнах. Содержание кислорода в них приближается к минимуму –0,4 мл/л. Соленость бассейна также имеет сравнительно небольшое значение для распространения фораминифер. Однако значение этого фактора возрастает в прибрежных условиях. Соотношение всех указанных факторов, а не отдельно взятых, определяет расселение как современных фораминифер, так и в палеобассейнах.

Среди бентосных кампан-маастрихтских ассоциаций фораминифер по числу видов основная роль принадлежит секреторно-известковым формам (западный, центральный, восточный, юго-восточный районы). Распространение агглютинирующих фораминифер пока известно только на северо-западе равнины (северо-западный район).

Ассоциация кампан-маастрихтских бентосных фораминифер содержит более 120 видов, относящихся в основном к 9 семействам: Textulariidae, Ataxophragmiidae, Miliolidae, Nodosariidae, Discorbidae,

Eponididae, Anomalinidae, Buliminidae, Bolivinitidae. Представители семейств, раковины которых более примитивны по своей организации, единичны среди кампан-маастрихтских форм. Число планктонных видов незначительно и составляет около 2% от общего содержания фораминифер.

В современных бассейнах Бореально-Атлантической области, соотносимой в некоторой мере по климатическим параметрам с кампан-маастрихтскими бассейнами Западной Сибири, большинство из указанных семейств принадлежит отрядам *Astrorhizida*, *Ataxophragmiida*, *Textulariida*, *Miliolida*, *Lagenida*, *Rotaliida*, *Bulminida* и др. [3].

Рассмотрим распространение принадлежащих к указанным отрядам современных фораминифер и, пользуясь методом актуализма, перенесем затем эти данные с некоторой долей условности на кампан-маастрихтское время для уточнения распространения фораминифер в бассейнах Западной Сибири.

Максимальное количество видов отряда *Astrorhizida* встречено в современных бассейнах на глубинах от 400 до 2 000 м. Для представителей этого отряда наиболее благоприятны низкие температурные условия (ниже 3°C). При таких температурах с увеличением глубины характерно повышение общего содержания раковин и таксономического разнообразия представителей в основном холоднолюбивого отряда *Astrorhizida*. Следует сразу отметить, что глубины сравниваемых эпиконтинентальных бассейнов Западной Сибири не выходили за пределы глубин современного рельефа (примерно 200–250 м). Поэтому упоминаемые ниже для современных бассейнов глубины разных частей сублиторали в кампан-маастрихтских бассейнах, по-видимому, соответствовали основным глубинам всего бассейна. Приводимое распределение фораминифер по глубинам сублиторали современного океана условно перенесено на эпиконтинентальные бассейны Западной Сибири.

Представители отряда *Ammodiscida* наиболее разнообразны на глубинах от 250 до 7 000 м. Для этого отряда также благоприятны низкие температуры воды (ниже 3°C) и возможно существование на разных, в том числе и небольших глубинах.

Отряд *Ataxophragmiida* с наибольшим числом экземпляров и видов распространен преимущественно на глубинах от 50 до 400 м. На больших глубинах наблюдается уменьшение видов приблизительно в 2 раза. Для представителей данного отряда наиболее благоприятна температура воды от 2 до 5°C.

Отряд *Textulariida* большим количеством экземпляров и видов характеризуется на глубинах 1 000–1 500 м при температуре 3–6°C. В бассейнах Бореально-Атлантической области на всех глубинах встречено небольшое число раковин и видов отряда *Miliolida*. В бассейнах Западной Сибири представители этого отряда обитали на небольших глубинах до 300 м. Однако для подавляющего большинства видов данного отряда характерны мелководные и теплово-

дние условия обитания. Наиболее благоприятны для них глубины от 50 до 400 м с температурами водных масс не более 15°C.

Отряд Lagenida в Бореально-Атлантической области представлен небольшим количеством экземпляров раковин и видовым разнообразием. Наибольшее число экземпляров данного отряда отмечено на всех глубинах 250–500 м. Основное количество видов здесь относится к подсемействам Nodosariinae и Lenticulininae, для которых наиболее благоприятна температура воды в пределах 8–10°C.

Отряды Astrorhizida, Ataxophragmiida, Textulariida, Miliolida, Lagenida часто встречаются в средней и верхней сублиторали. Эта зона с интервалом глубин 50–250 м характеризуется температурным диапазоном от 8,0 до 8,5°C. Кислородное содержание 3,6 мл/л около верхней границы сублиторали. В данной зоне соленость составляет 34‰ [6].

В современных бассейнах Бореально-Атлантической области для отряда Rotaliida характерно небольшое количество видов на всех глубинах. По числу же экземпляров здесь отмечаются два максимума: на глубинах 100 до 300 м и от 2000 до 3 000 м. Наиболее благоприятны для этого отряда глубины менее 1 000 м и температура воды примерно 15°C. В Западно-Сибирских бассейнах наибольшее количество видов отряда Bulminida обнаружено на глубинах до 250 м. Лишь отряд Ammodiscida и частично представители отряда Rotaliida распространены во всей сублиторали (нижней, средней и верхней, характеризующейся глубинами от 50–250 м). Температурный показатель в этой части зоны изменяется в интервале от 4 до 16°C. Кислородное содержание колеблется с 5,0 до 3,6 мл/л. Соленость варьирует от 28 до 28,9‰.

Палеоэкологическая характеристика наиболее характерных кампан-маастрихтских фораминифер из указанных отрядов приводится ниже.

Отряд Astrorhizida немногочислен в кампан-маастрихтских ассоциациях фораминифер и характеризуется в основном видом сем. Rhiramininidae-Bathysiphon vitta Nauss. Трубочатые формы представляют собой короткие, слегка сплюснутые обломки толстостенных крупных с разнотекстурной стенкой раковин. Вели они свободнележащий образ жизни на различных грунтах и глубинах нормально морских кампан-маастрихтских бассейнов, предпочитая слабодвижные, хорошо аэрируемые холодноводные обстановки [4]. В целом, астроризиды известны с палеозоя до настоящего времени.

Среди относительно примитивных аммодисцид наиболее часто встречается в кампане-маастрихте род *Glomospira*. Раковины представителей этого рода неправильно-округлого очертания, образованы клубковидной, в различных плоскостях завитой второй трубочатой камерой вокруг округлой начальной. Гломоспиры имеют широкое вертикальное распространение и известны с силура до настоящего времени. В кампане-маастрихте Западной Сибири встречены

два вида гломоспир: *Glomospira corona* Cushman et Jarvis, *G. gordialiformis* Podobina. Их раковины обычно средних размеров с тонкозернистой кварцевой стенкой. В современных морских бассейнах они часто встречаются на различных грунтах в хорошо аэрируемых обстановках нормально соленых водных масс. Они ведут свободнележащий образ жизни и могут перекапываться по субстрату под воздействием течений и волновых колебаний. Многие исследователи считают, что современные и ископаемые гломоспиры характерны для фаций открытого моря с подвижной средой. С ухудшением кислородного режима эти формы уменьшаются в размерах.

Род *Ammodiscus* также среди аммодисцид имеет двухкамерные уплощенные формы, известные с девона по настоящее время. Среди кампан-маастрихтских аммодискуссов встречаются два вида: *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis и *Ammodiscus cretaceus* (Reuss). Они обнаружены во всех известных фациальных обстановках, так как, по видимому, были эврибионтами и активно передвигались по субстрату [1].

Подсемейство Haplophragmoidinae одноименного семейства данного отряда часто представлено тремя родами: *Labrospira*, *Haplophragmoides* и *Cribrostomoides*. В бентосных сообществах кампан-маастрихта часто встречаются два вида второго рода *H. tumidus* Podobina, *H. eggeri* Cushman и один вид третьего рода *Cribrostomoides exploratus* Podobina. У этих таксонов спирально-плоскостной тип навивания раковин. Они, по-видимому, вели ползающий, однако менее подвижный образ жизни, чем аммодискуссы. В современных бассейнах лаброспиры, гаплофрагмоидесы и кребростомоидесы встречены на пелитовых и алевролитовых илах в спокойных, хорошо аэрируемых обстановках, на разных глубинах.

Температурный фактор, по-видимому, не играл большой роли в расселении этих организмов. По данным Х.М. Саидовой, таксономическое разнообразие представителей семейства Haplophragmoididae, включая одноименное подсемейство, начинает появляться с глубины 20 м и ниже в условиях сублиторали современных морей.

Среди представителей отряда Rotaliida, наиболее часто встречаемы такие виды, как *Gyroidinoides turgidus* Hagenow, *Eponides sibiricus* Neckaja, *Epistomina fax* Nauss, *Cibicides globigeriniformis* Neckaja. По представлению Ф.В. Киприяновой, трохоидные формы морского бентоса вели медленнопередвигающийся образ жизни и были значительно связаны с субстратом. Не исключается среди некоторых из них на зрелой стадии развития и прикрепленный образ жизни.

Кампан-маастрихтские роталииды встречаются практически во всех фациальных обстановках палеобассейнов с нормальной соленостью. По-видимому, указанные формы предпочитали селиться на пелитовых илах средней и нижней сублиторали, в спокойных хорошо аэрируемых обстановках. Некоторые исследователи относят современных роталиид к

сравнительно тепловодным формам, обитающим в основном на глубинах 50–250 м, при температурах не ниже 7–13°C, в нормально-морских водах с соленостью не ниже 34,5–35‰.

Однокамерные фораминиферы семейства *Nodosariidae* (отряд *Lagenida*), по-видимому, были приспособлены к свободнопередвигающемуся образу жизни. Они представлены в основном тремя видами рода *Lagena*: *L. globosa* (Montagu), *L. multistriata* Marsson, *L. apertura* Balakhmatova. Эти формы преимущественно с шарообразной, небольших размеров раковиной в кампан-маастрихтских морях Западной Сибири предпочитали селиться на пелитовых, реже алевритовых илах, в спокойных, относительно глубоководных условиях нижней и средней сублиторали при температуре 7–15°C и нормально морской соленостью водных масс.

Среди округло-продолговатых, однорядных форм нодозариид 14 видов относится к родам *Nodosaria*, *Pseudonodosaria*, *Pandoglandulina* и *Rectoglandulina* подсемейства *Nodosariinae*. Эти радиально-симметричные многокамерные, в основном с объемлющими камерами, раковины средних и относительно крупных размеров, предпочитали селиться в нормально морских, хорошо аэрируемых водах, на различных грунтах и глубинах, соответствующих современному шельфу.

По данным Х.М. Саидовой, представители подсемейства *Nodosariinae* в современных морях, в основном, встречаются на глубинах 50–300 м, при температуре вод 4–6°C и солености 34,5‰.

Среди свернутых нодозариид в кампан-маастрихтских ассоциациях часто присутствует род *Lenticulina*, представленный тремя видами *L. ovalis* (Reuss), *L. tchizhapkensis* Podobina et Orlov, *L. chantyensis* Puttja. Обладающие компактной спирально-плоскостной раковиной с линзовидным поперечным сечением лентиккулины, по-видимому, как и в современных бассейнах, предпочитали селиться на пелитовых, реже алевритовых илах, в спокойных, хорошо аэрируемых обстановках палеобассейнов, соответствующих по глубинам средней и нижней сублиторалей нормально морских бассейнов.

По материалам Х.М. Саидовой, современные лентиккулины в основном обитают на глубинах 50–500 м, при температурах водных масс 5–15°C и солености 34,5‰.

В кампане – маастрихте Западной Сибири удлиненные, в поперечном сечении ромбовидные раковины нодозариид, с быстро раскручивающейся спиралью, в основном, представлены четырьмя видами рода *Astacolus*: *A. impar* Podobina et Orlov, *A. mutabilis* Podobina et Orlov, *A. fabaceus* Podobina et Orlov, *A. omskiensis* (Balakhmatova). Обладатели этого типа строения раковины, по-видимому, были менее подвижны, чем лентиккулины. Астаколусы обитали

практически на всех видах субстрата, в различных гидродинамических условиях и на разных глубинах эпиконтинентальных палеоморей с нормальной соленостью водных масс. Современные астаколусы чаще встречаются на глубинах до 100 м, в водах с нормально морской соленостью и температурой не ниже 4–6°C.

Многокамерной удлиненно-изогнутой раковиной обладают нодозарииды рода *Marginulina* – 6 видов: *M. sibirica* Podobina et Orlov, *M. similis* Orbnigby *obliquinodus* Bandy, *M. jonesi* Reuss, *M. curvatura* Cushman, *M. recta* Podobina et Orlov, *M. torquata* Podobina et Orlov. Раковины этого типа строения на взрослой стадии развития вели образ жизни, аналогичный нодозариям. В современных бассейнах маргинулины встречаются на алевритовых или пелитовых илах, в обстановках верхней и средней сублиторали с активной гидродинамикой придонных вод, широким диапазоном колебаний солености и температуры. По данным Х.М. Саидовой, современные маргинулины – это эвритермные организмы, обитающие, в основном, на сублиторали при температурах вод не ниже 4–12°C.

В кампане – маастрихте Западной Сибири род *Dentalina*, в основном, представлен шестью видами: *D. filiformis* Reuss, *D. megalopolitana* Reuss, *D. basiplanata* Cushman, *D. legumen* (Reuss), *D. seliquiformis* Podobina et Orlov, *D. tumidiuscula* Podobina et Orlov. Таксоны нодозариин этого типа строения, по-видимому, как и денталины в современных бассейнах, вели прикрепленный образ жизни и предпочитали селиться на участках уплотненных, в основном пелитовых грунтах средней и нижней сублиторалей с хорошо аэрируемыми, богатыми кислородом, относительно теплыми водами нормально морской солености.

Литература

1. Киприянова Ф.В. К методике палеоэкологических исследований бентосных фораминифер Западной Сибири // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины: Тр. ЗапсибНИГНи. Тюмень, 1981. Вып. 163. С. 3–12.
2. Саидова Х.М. Распределение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане // Тихий океан. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 120–193.
3. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975. 143 с.
4. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана. М.: Наука, 1976. 160 с.
5. Фомина Е.В. Особенности сообществ фораминифер отложений турусского и стежковского морей Московской синеклизы // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1969. Вып. 2. С. 18–34.
6. Bandy O. Upper Cretaceous Foraminifera from Carlsbad area, San Diego country, California // Paleontol. 1953. Vol. 25, № 4. P. 488–513. Pls. 72–75, 2 text figs.

КИМЕРИДЖСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ШАИМСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Л.К. Левчук

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. акад. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Современный этап исследований нефтегазоносных толщ постоянно требует дальнейшей детализации стратиграфических схем, поскольку уточнение стратиграфии и корреляция верхнеюрских отложений может послужить основой для создания новых геологических моделей строения месторождений и оценок перспектив нефтегазоносности. Шаимский нефтегазоносный район является одним из наиболее изученных в Западной Сибири, но уточнение стратиграфического положения и объема местных стратиграфических подразделений не потеряло актуальность до настоящего времени, так как стратиграфические схемы до сего времени не достигли желаемой подробности и любые новые данные, способствующие насыщению региональных шкал дополнительной информацией, вызывают живой интерес.

В Западной Сибири и, в частности, на территории Шаимского нефтегазоносного района (ШНГР) широко прослеживается фораминиферная зона *Pseudolamarckina lopsiensis* JF41, охватывающая верхнюю часть нижнего – верхний кимеридж. Отложения, содержащие кимериджский комплекс фораминифер, вскрыты рядом скважин: Северо-Даниловская 10167, инт. 1 775–1 781,8 м; Мало-Шушминская 10527, инт. 1 978–1 982,5 м; Уст-Иусская 8000, инт. 1 556,2–1 560,6 м; Сыморьяхская 10262, инт. 2 078,5–2 081,5 м; Пулытьинская 11108, инт. 1 497,8–1 501,2 м и Мулымьинская 10513, инт. 1 474,5–1 476 м (рис. 1). Таксономический состав и количественные характеристики отдельных видов существенно варьируют в разных месторождениях ШНГР, но структура комплексов остается достаточно устойчивой. Самый богатый и разнообразный комплекс зоны JF41, состоящий из 66 известковистых видов, 17 агглютинирующих, встречен в скв. 10167. В нем в большом количестве присутствует зональный вид *Pseudolamarckina lopsiensis*. Разнообразны представители семейства *Nodosariidae*. Среди них особое место занимают лентикулины: *Lenticulina iatriensis*, *L. mikhailovi*, *L. undosa*, *L. essica*, *L. solita*, *L. gerkei*, *L. ex gr. lauta* и другие. Широко представлены астаколюсы (*Astacolus igrimensis*, *A. devius*, *A. ex gr. russiensis*, *A. toliaensis*, *A. inflatiformis*, *A. stschekuriensis*, *A. vestsibiricus*, *A. identatus*), маргинулины и маргинулиниты (*Marginulina sublinearis*, *M. robusta*, *M. striatocostata*, *Marginulinita pyramidalis*, *M. kasakhstanica*), маргинулинопсисы (*Marginulinopsis praecomptulaeformis*, *M. subrusticus*, *M. embaensis*, *M. robustaeformis*), планулярии (*Planularia messezchnikovi*, *P. septentrionalis*, *P. beie-*

rana, *P. cf. lidigrianae*, *P. praesibirensis*, *P. pressula*) и денталины (*Dentalina pseudocommunis*, *D. ex gr. pellucida*, *D. ex gr. scharovskajae*, *D. ex gr. chochiai*). Таксономически представительны лагены (*Lagena pseudosulcata*, *L. striata*, *L. sulcata*), которые обычно в западно-сибирских комплексах достаточно редки. Разнообразны цитарины (*Citharina brevis*, *C. cf. rostriformis*) и особенно цитаринеллы (*Citharinella denisovae*, *C. consimila*, *C. sibirica*, *C. integrifolia*, *C. rarissima*, *C. romboideoorbicularis*, *C. ex gr. goldapi*, *C. kostromensis*). Здесь обнаружены представители двух новых для Западной Сибири родов *Galwayella* Patterson et Pettis, 1986 и *Paalzowella* Cushman, 1933, которые свидетельствуют о миграции западных видов в западно-сибирский палеобассейн [1, 2]. Комплексы фораминифер зоны JF 41 *Pseudolamarckina lopsiensis* показаны на рис. 2–7. Агглютинирующие формы обычно единичны – *Spiroplec-tamina suprajurensis*, *Glomospirella compacta*, *Verneulinoides postgraciosus*, *Recurvoides stschekuriensis*, *R. sublustris*, *Tolypamma virgula*, *Trochamma annae*, *Kutsevella haplophragmoides*, *Bulbobaculites elongates* и некоторые другие (рис. 2).

В скв. 10527 аналогичный комплекс несколько беднее таксономически, известковистых практически столько же (64), агглютинирующие уступают по числу видов (9 против 17).

Структура же комплекса практически идентична. Доминирует зональный вид *Pseudolamarckina lopsiensis*, разнообразны представители отряда нодозарииды и ряд других видов. Агглютинирующие формы хоть и проигрывают по числу видов, но количество их довольно значительно (до 100 экземпляров на образец) (рис. 3). Практически ничем не отличается по составу и структуре одновозрастный комплекс и в скв. 8000. Он также богат и разнообразен, в нем 69 видов, известковистых – 57, агглютинирующих – 12. Здесь уменьшилась численность зонального вида *Pseudolamarckina lopsiensis*, но по-прежнему многочисленны нодозарииды. Агглютинирующие формы уступают по числу видов, но более многочисленны количественно (*Recurvoides sublustris*, *Ammobaculites verus*, *A. validus*, *Spiroplectamma suprajurassica*, *Trochamma taboryensis*, *Bulbobaculites elongatus* и некоторые другие) (рис. 4). Несколько менее разнообразен комплекс фораминиферной зоны *Pseudolamarckina lopsiensis* JF41 в скв. 10262. Здесь зональный вид *Pseudolamarckina lopsiensis* достигает 50% от всей численности комплекса. Достаточно многочисленны *Lenticulina undosa*, *Saracenaria sub-*

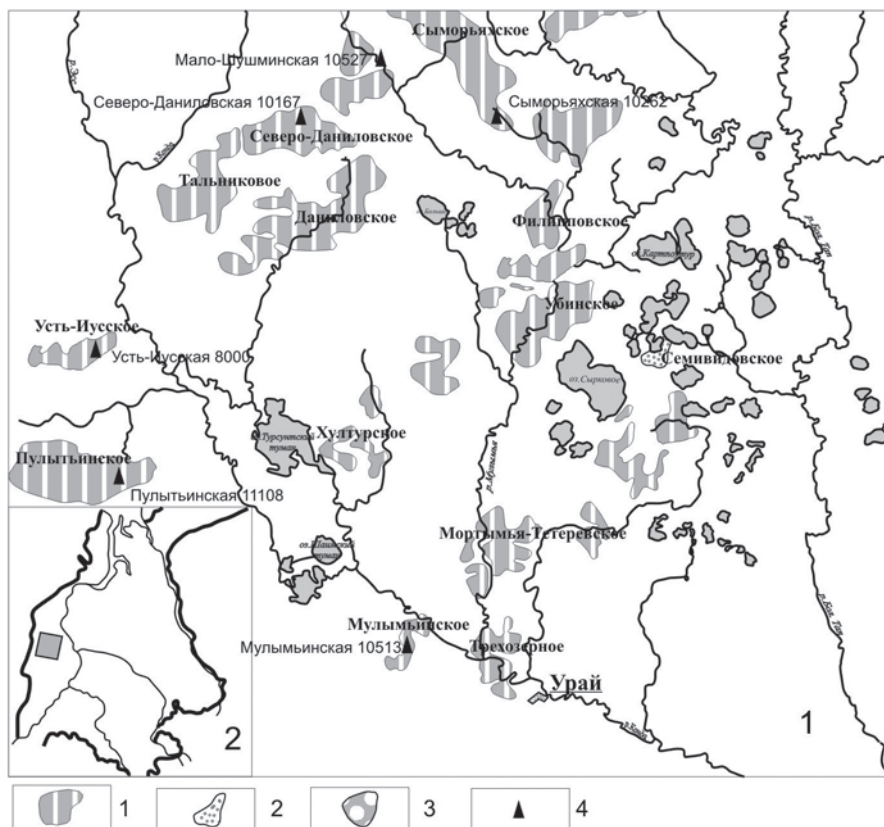


Рис. 1. Карта-схема расположения изученных скважин (1) и местонахождение ШНГР (2).
Месторождения: 1 – нефти; 2 – газа; 3 – газоконденсата. 4 – скважины

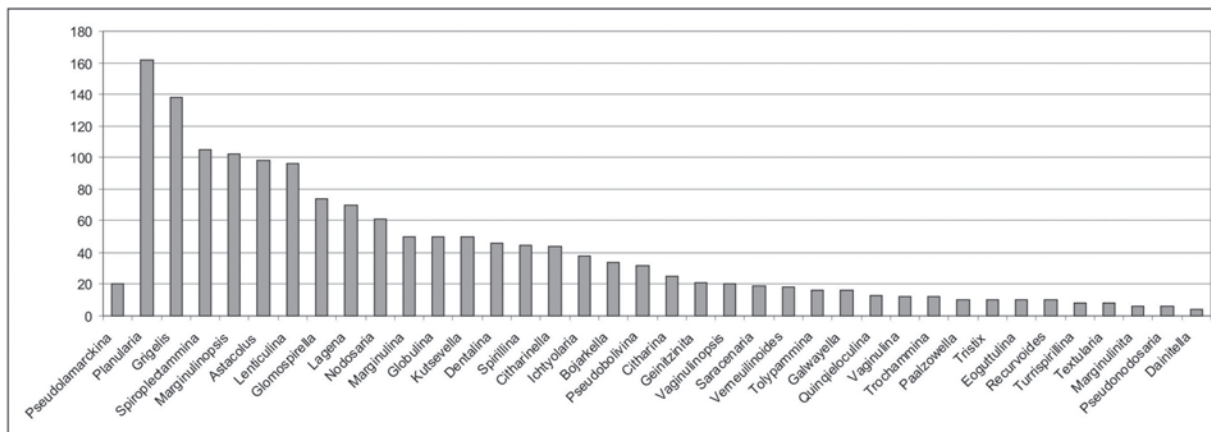


Рис. 2. Северо-Даниловская скв. 10167, инт. 1 775–1 781,8 м (здесь и далее: по вертикали – количество экземпляров, по горизонтали – родовой состав)

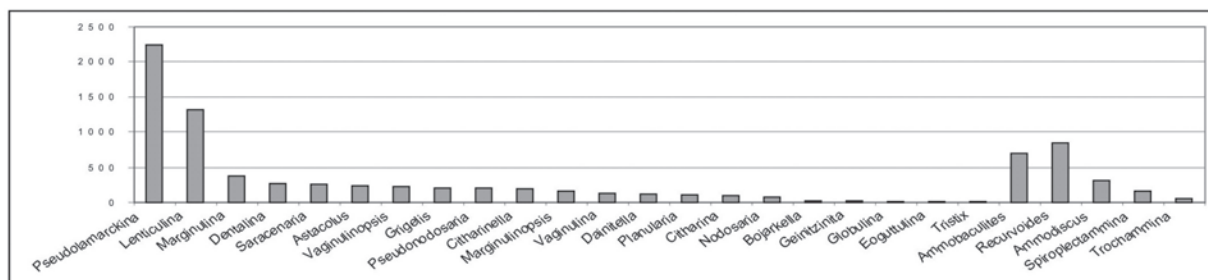


Рис. 3. Мало-Шушминская скв. 10527, инт. 1 978–1 982,5 м

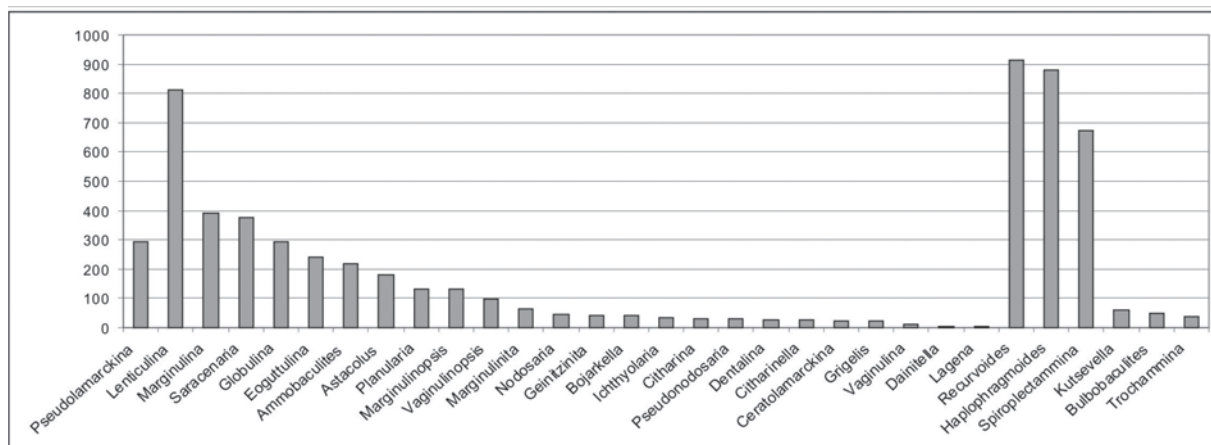


Рис. 4. Усть-Иусская скв. 8000, инт. 1 556,2–1 560,6 м

suta, *Citharinella denisovae*, *C. consimila*, *Marginulina sublinearis*, *M. robusta*, *Marginulinita kasakhstanica*, *Planularia septentrionalis*, *Grigelis pseudohispida*, *Dentalina pseudocommunis*. Все остальные виды присутствуют в небольшом количестве, не превышая 10 экземпляров на образец (рис. 5).

Отложения, содержащие аналогичный комплекс фораминифер, обнаружены и в скв. 11108. Количественно доминирует вид-индекс. Все остальные виды, за исключением отдельных (*Lenticulina solida*, *Saracenaria subsuta*, *S. pravoslavlevi*, *Grigelis pseudo-*

hispida, *Dentalina pseudocommunis*, *Recurvoides sublustris*), присутствуют в незначительном количестве (не более 5–10 экземпляров на образец) (рис. 6). Самый бедный по таксономическому составу и численности комплекс фораминифер известен в скв. 10513. Он состоит всего из 18 видов. Зональный вид *Pseudolamarckina lopsiensis*, как и все остальные, представлен единичными экземплярами, тем не менее состав и структура комплекса не вызывают никаких сомнений в его принадлежности к фораминиферовой зоне *Pseudolamarckina lopsiensis* JF41 (рис. 7).

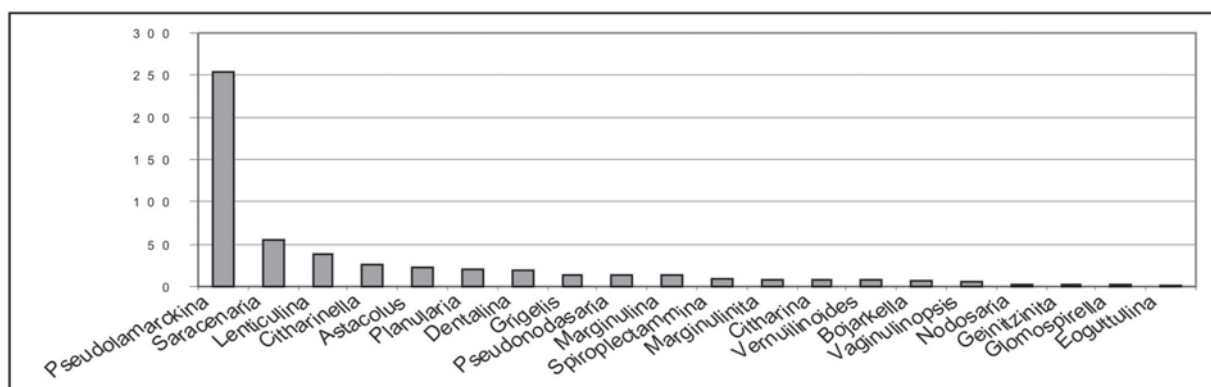


Рис. 5. Сыморяхская скв. 10262, инт. 2 078,5–2 081,5 м

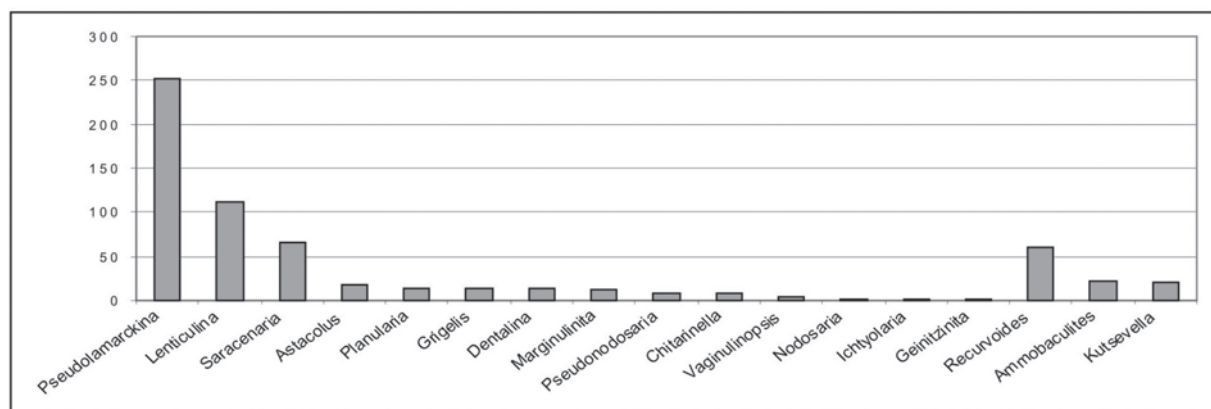


Рис. 6. Пулытýнская скв. 11108, инт. 1 497,8–1 501,2 м

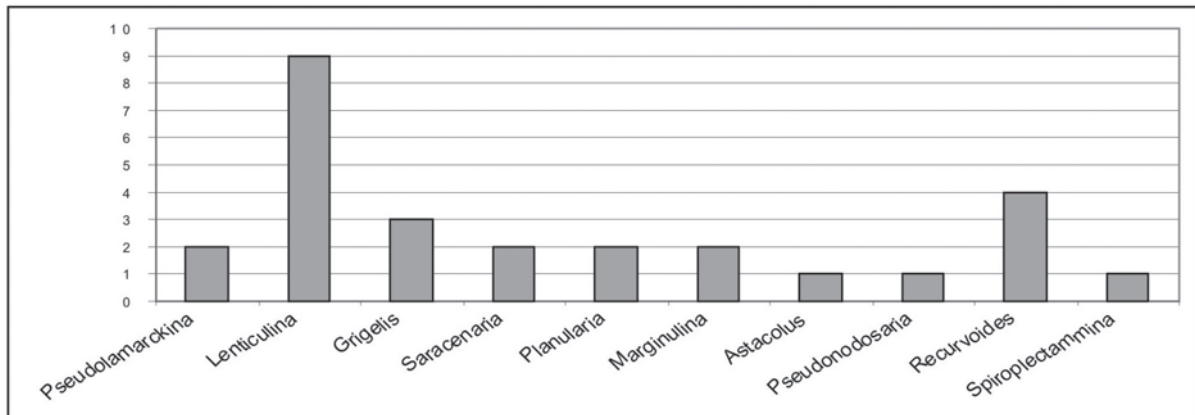


Рис. 7. Мулымьинская скв. 10513, инт. 1 474,5–1 476 м

В заключение следует отметить, что в кимеридже на изученной территории происходит таксономическая и структурная перестройка комплексов, наблюдается устойчивая тенденция к увеличению числа и численности известковистых фораминифер. По всей видимости, наибольшее распространение морской позднеюрский бассейн на территории ШНГР получил в кимериджское время. В комплексах характеризующих фораминиферовую зону *Pseudolamarckina lopsiensis* JF41 отмечается богатство и таксономическое разнообразие видов. Доминирует *Pseudolamarckina lopsiensis*, многочисленны нодозарииды. Агглютинирующие по числу видов и численности существенно уступают известковистым формам.

Состав и структура комплексов позволяют говорить о полноценном морском режиме во время формирования отложений, их содержащих. Биостратоны с таким выдержанным таксономическим составом и структурой комплексов обычно формируются в бассейнах со стабильными абиотическими параметрами, имеют широкое распространение и являются

надежными биостратиграфическими реперами. Фораминиферовая зона *Pseudolamarckina lopsiensis* JF41 прослеживается Шаимском районе и на всей территории Западной Сибири, а также является межрегиональным репером [3].

Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 15 и 17.

Литература

1. Левчук Л.К. Первая находка фораминифер рода *Galwayella* в верхнеюрских отложениях Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: ГЕО, 2006. Вып. 9. С. 71–75 (Прил. к журн. «Геология и геофизика». Т. 47).
2. Левчук Л.К. Новый вид фораминифер *Paalzowella conoidalis* Levtschuk из кимериджа Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: ГЕО, 2009. Вып. 12. С. 89–95 (Прил. к журн. «Геология и геофизика». Т. 50).
3. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеогеография и биофауны юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.

БАКТЕРИАЛЬНО-ВОДОРΟΣЛЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЕ

С.Ю. Малёнкина

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Как известно, конкреции – это обособленные минеральные тела, образующиеся за счет диффузионной концентрации рассеянных компонентов вмещающего осадка, а также процессов раскристаллизации коллоидов и метасоматоза (псевдоморфизма). Центрами роста конкреций часто оказываются органические остатки. Это не случайно. Во-первых, фауна, в частности бентосная, обитает на морском дне, в грунте и на нем, т.е. близ границы раздела вода – осадок, где происходят также процессы седименто- и диагенеза, при этом она не может не оказывать на них влияния. Так, роющие и илоядные животные нарушают

целостность осадка, создавая неоднородность, не только структурную, но и геохимическую. Первичная неоднородность осадка в условиях открытой системы порождает затем перераспределение различных веществ внутри него путем диффузии. Другая фауна (планктон, нектон и пр.), отмирая, также захоранивается в осадке, образуя скопления различных веществ. Иногда это происходит на месте обитания (локальные скопления губковых зарослей, кораллов, устричные банки и др.), нередко в ходах зарывающихся животных, с продуктами их жизнедеятельности, иногда остатки перемещаются и сгружаются, образуя

прослой и линзы. Во-вторых, немедленно, после гибели организма или поступления другой органики в осадок, начинается бактериальное разложение органического вещества. При этом, за счет метаболизма бактерий и других прокариот, этот процесс способствует изменению окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных свойств осадка на локальных барьерах и вызывает модификацию первичного состава, то есть замещение (фосфатизацию, пиритизацию, окремнение, кальцитизацию, доломитизацию и др.). Процесс бактериального разложения протекает до тех пор, пока среда не приходит в равновесие, т.е. может происходить постепенное наращивание минерального тела от центра (загравки) к краям. То же самое наблюдается и при конкрециеобразовании. Хотя конкреции осадочных пород формируются не только в процессе седиментации, но при последующем преобразовании осадков, основную массу конкреций составляют седиментационные и раннедиагенетические [2], которые образуются при тесном биохимическом взаимодействии с прокариотами.

Следовательно, большинство конкреций имеет биохомогенное происхождение.

Особенно четко это видно при изучении мезозойских фосфоритовых конкреций, так как процесс фосфатизации очень быстрый и скелеты организмов очень часто сохраняют мельчайшие детали первичной структуры. При этом обычно фосфатизируется вся органика, в том числе и сами бактерии. Наши исследования демонстрируют, что юрские и меловые фосфориты фиксируют как весь спектр организмов, населявших рассматриваемую часть бассейна (в виде замещенных остатков), так и оставленные ими следы (ихнофосилии), иногда другие проявления жизнедеятельности (строматолиты, копролиты и пр.), а также особенности захоронения [4–6, 9]. Матрикс практически всех изучавшихся фосфоритов содержит также сохранившиеся фрагменты различных цианобактериальных матов и бактериально-водорослевых комплексов, выглядящие под сканирующим электронным микроскопом либо в виде пористого губчатого фосфата, либо в виде трубчатых, нитчатых, палочковидных и сфероидальных образований [9]. Так, в ряде образцов, в сканирующий микроскоп можно наблюдать полые трубки круглого сечения диаметром 1–5 мкм, являющиеся, скорее всего чехлами трихом нитчатых цианобактерий *Fhormidium* и *Microcoleus* и длинные нитевидные фосфатные структуры, подобные актиномицетам. В других ясно видны скопления мелких округлых образований 0,5–1 мкм, подобных скоплениям коккоидных бактерий *Synechococcus*, некоторые из них с остатками гликокаликса. Встречаются также палочковидные (бациллообразные) структуры, размерами от 4 до 15–20 мкм по длине и 1–5 мкм по ширине. На поверхности некоторых зерен внутри желваков наблюдаются сложнопереплетенные полые трубчатые формы переменного диаметра 2–5 мкм, представляющие собой, вероятно,

псевдоморфозы фосфата по водорослям, выросшим на кварце как на субстрате [4].

Кампанские фосфатные образования представляют собой зерна, микроагрегаты, микроконкреции, биодетрит, пленки и многослойные оболочки на различных минералах в верхней части нижнего кампана запада Воронежской антеклизы. Их характерная особенность состоит в очень широком развитии пленочного и оболочечного фосфата. Оптико-микроскопическими и электронно-микроскопическими исследованиями автора показано, что биодетрит представлен обычно обломками макро- и микрофауны, а также фрагментами фосфатизированных микробных комплексов [4]. Некоторые зерна, вероятно, копролиты. Нередко все зерно представляет собой цианобактериальный мат, который иногда обволакивается концентрическими фосфатными оболочками. Оболочки некоторых микроконкреций сохраняют свое первичное строение, их концентрические слои сложены скоплением псевдоморфоз по бактериально-водорослевым комплексам и очевидно, что они представляют собой онколиты.

В других случаях, к сожалению, начинающийся процесс раскристаллизации стирает это, видны лишь многочисленные ряды корок сплошного строения, такие зерна обычно называют оолитами. Иногда центральная часть сохраняет свое коккоидное строение, процесс кристаллизации затрагивает только оболочки. Ядром такого онколита может служить не обязательно фосфатное зерно, но и зерна других минералов, таких как кварц, глауконит и тяжелые минералы, выполняющих роль субстрата, на котором поселились колонии цианобактерий [9]. Возможно, циано-бактериальные маты играли большую роль и при формировании сеноманских фосфатных плит, но это пока остается до конца не выясненным из-за более поздней раскристаллизации их поверхностей.

Особый интерес представляют биолиты, тесно связанные с жизнедеятельностью бактериально-водорослевых комплексов, являющиеся результатом их взаимодействия с окружающей средой. Таковы тромболиты – сгустковые, лишённые отчётливой слоистости постройки, строматолиты – слоистые биоседиментационные структуры – и онколиты – округлые слоистые, но лишённые связи с субстратом. По существу все они представляют собой литифицированные альго-бактериальные, в основном цианобактериальные маты [7]. По составу они чаще всего карбонатные, но бывают также кремнистые и фосфатные. Они образуют как одиночные тела разнообразной формы, так и многочисленные скопления. Различаются пластообразные, линзовидные, куполовидные, столбообразные и округло-шаровидные постройки. Они могут рассматриваться как конкреции, образованные в результате жизнедеятельности организмов, поскольку цианобактериальное сообщество, продуцирующее строматолиты, составлено разными группами бактерий и имеет вполне характерное строение [1].

Верхний слой занят тонкой пленкой аэробных флексибактерий (*Aphanocapsa*, *Dunaliella*). Ниже идет фотосинтезирующий слой цианобактерий, выделяющих O_2 поглощающих CO_2 с резким подщелачиванием. Под ним располагаются отмирающие цианобактерии, развиваются микроаэрофильные организмы и происходит использование кислорода. Еще ниже идет слой пурпурных анаэробных фотосинтезирующих бактерий (например, *Ectothiorhodospira*). Под ним располагается слой организмов, продуцирующих сероводород. Такая структура многократно повторяется. Цианобактериальное сообщество представляет серию геохимических барьеров – окислительного, щелочного, сероводородного. В результате в нем происходит осаждение минералов, из которых особенно характерно отложение карбонатов и гипса. Поэтому сообщество легко литифицируется и превращается в строматолиты [1]. Этот механизм вполне укладывается в стандартную схему формирования конкреций. Неудивительно, что некоторые исследователи вообще большинство существующих конкреций склонны считать продуктами циано-бактериальных сообществ [3].

Наши исследования 2007–2009 гг. обширного материала по юрским строматолитам Русской плиты (из нескольких разрезов г. Москвы, с. Каменная Тяжина, карьеров близ ст. Гжель и с. Никитское (Московская обл.), с. Михаленино и г. Макарьева (Костромская обл.), а также р. Сухой Песчанки Оренбургского Приуралья) подтверждают, что часть конкреций (в том числе и фосфатных) имеют отчетливо выраженное строматолитовое строение. В конце 2007 г. в юрских отложениях г. Москвы автором были впервые на Московской синеклизе обнаружены разнообразные строматолитовые постройки при исследовании строительной площадки торгового комплекса (Цветной бульвар, 15) [6]. Позже они были выявлены также в котловане «Москва-Сити» и других разрезах Московского региона. Актуальность этого открытия связана с очень малой изученностью юрских строматолитов в нашей стране. Ранее на Восточно-Европейской платформе в России они отмечались лишь однажды – в долине р. Сухой Песчанки, в пределах Волго-Уральской антеклизы [8]. Юрские строматолиты Московской синеклизы относятся, согласно классификации М.Е. Раабен [7], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам верхнего келловоя – оксфорда. Келловейские строматолиты образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов, окружающих пород и пластовые постройки, общей мощностью до 0,35 м. Нижне- и среднеоксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15–25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющимися палеорельеф дна. Часто образуются корки с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом

составляющих куполов, обычно они захоронены в осадке не в первоначальном положении (наклонены, перевернуты), что говорит о мелководных условиях и активной гидродинамике.

На постройках нередко присутствуют серпулиды, крупные двусторонки *Pinna* sp. и др., гастроподы *Bathrotomaria* sp., брахиоподы и корневые части стеблей *Cyclocrinus insignis* (Trautschold), что свидетельствует о том, что они образовывались в условиях нормальной солености. Строматолиты сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, редко нацело фосфатны. Слойки четкие, разной толщины (от сотых долей до 1–2 мм), волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда распадающиеся на короткие микростолбики (диаметром 0,05–0,5 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты.

Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой комплексы отдельных желваков (5–10 см) и пластовых образований, общей мощностью 0,05–0,2 м, в основном глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине, протягивающиеся, не прерываясь, десятки и сотни метров, являясь региональным репером. Вероятно, юрские строматолитовые постройки распространены еще шире на платформе (по крайней мере, в пределах всей территории Московской синеклизы), но просто не были замечены другими специалистами и не были описаны ранее из-за того, что до настоящего времени остаются малоизученными, так как не имеют стратиграфического значения. С другой стороны, их могли описывать и принимать за обычные карбонатные, пиритовые или фосфатные конкреции.

Уникальные фосфатные строматолиты долины р. Сухой Песчанки изучались нами летом 2008 г. на ее правом склоне, в среднем течении, в 50 км к западу от г. Соль-Илецка. Они залегают на песках келловоя в составе оксфорд-киммериджской фосфоритоносной пачки мощностью около 2 м. Строматолитовые постройки из нижнего слоя (оксфорд), по классификации [7], относятся к пластовым. Они субгоризонтально слоистые, реже волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда развиваются не крупные тела пространственно разделённых полусфероидов, соединяющихся общими наслоениями, суммарной мощностью 15–20 см. Нередки раздувы, утонения или выклинивания отдельных слоев, четко различающихся по цвету.

Строматолитовые постройки из верхнего слоя (киммеридж) принадлежат к морфологическому типу столбчатых неветвящихся строматолитов [7]. Их субцилиндрические слоистые вертикальные столбики диаметром 5–20 см, высотой 20–35 см, с шероховатой бугорчатой, реже ровной гладкой поверхностью, четко обособлены от вмещающего глауконитового песка, содержащего их фрагменты (размерами 1–6 см). Столбики насыщены макрофауной (белемниты, рако-

вины двустворок и аммонитов с фосфатными ядрами) и венчаются пористой светло-серой «шапочкой» грибовидной формы (3–10 см), с многочисленными сверлениями, с комковато-слоистой текстурой и с вертикальными бороздками. Оба слоя прослеживаются на десятки метров и на 40–50% сложены скрытокристаллическим фосфатным веществом, в различной степени ожелезненным и загрязненным тонкодисперсными включениями органического вещества и неокатанным терригенным материалом, алевритовой и мелкозернистой размерности, присутствует глауконит (до 50%). Среди биокластов присутствуют спикулы губок, скелетные элементы иглокожих, известковые водоросли, копролиты, реже планктон. Выше обоих этих слоев и в промежутке между ними во вмещающих породах содержатся округлые фосфоритовые желваки (от 1 до 12 см), чаще всего со слоистыми строматолитовыми текстурами. Ранее, до В.Н. Силантьева [8], считалось, что строматолиты верхнего слоя – это веретенообразные конкреции, нижний слой – фосплита.

На основании вышеизложенного можно заключить, что, по крайней мере, часть конкреций имеет бактериально-водорослевое, т.е. биохомогенное происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

1. Заварзин Г.А. Особенности эволюции прокариот // Эволюция и биоценоотические кризисы. М.: Наука, 1987. С. 144–158.

2. Зарицкий П.В., Македонов А.В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Геологический журнал. 1985. Т. 45, № 6. С. 101–105.

3. Леонова Л.В., Королев Э.А., Галеев А.А. Конкреции: хомогенные стяжения или биолиты? // Структура и разнообразие минерального мира: Материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 311–313.

4. Малёнкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 209–225.

5. Малёнкина С.Ю. Организмы-концентраторы фосфора в юре центральной части Восточно-Европейской платформы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М., 2005. С. 151–154.

6. Малёнкина С.Ю. Юрские строматолиты Восточно-Европейской платформы: новые местонахождения, морфология построек и среда их формирования // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: Науч. материалы. Саратов: ИЦ «Наука», 2009. С. 129–132.

7. Раабен М.Е. Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52–58.

8. Силантьев В.Н. Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Доклады АН СССР. М., 1989. Т. 308, № 5. С. 1197–1199.

9. Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Малёнкина С.Ю. и др. Типизация фосфатных желваков и ассоциированных фосфатных фрагментов в мезозое Восточно-Европейской платформы, их сравнение с современными и некоторыми одновозрастными аналогами по результатам электронно-микроскопического изучения: Учеб. пособие. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2004. 79 с.

ПЛАНКТОННЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ НАДСЕМЕЙСТВА HETEROHELICASEA CUSHMAN ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.А. Маринов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Биостратиграфические шкалы верхнего мела Западной Сибири исторически строятся на основе этапности развития иноцерамид, аммонитов [3] и бентосных фораминифер [6]. В последние годы наряду с традиционными используются другие группы фауны: микрофитопланктон [4], радиолярии [1]. Одной из наиболее перспективных групп верхне-меловой фауны как для биостратиграфических, так и для палеогеографических построений являются планктонные фораминиферы. В настоящее время планктонные фораминиферы мела Сибири находятся в стадии самого начала изучения. До сих пор крайне редки таксономические описания [7] и изображения [2] планктонных форм. По мере накопления материала удалось установить, что эта группа существовала в Сибири непрерывно на протяжении всего позднего

мела и состав ассоциаций каждого яруса верхнего мела специфичен [5]. Монографическое изучение планктонных фораминифер наверняка даст неожиданные результаты. Надсемейство *Heterohelicasea Cushman* – группа планктонных фораминифер, имеющих наибольшую частоту встречаемости в верхнем мелу Западной Сибири.

До настоящего времени в верхнем мелу Сибири был установлен единственный представитель этого семейства – *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Изучение морфологии сходных по общей форме раковин при помощи электронного микроскопа выявило значительные различия особенностей строения раковины, устьевого аппарата и скульптуры стенки. Было установлено присутствие в верхнем мелу Сибири шести видов, принадлежащих четырем родам

и двум семействам: *Guembelitra cretacea* Cushman, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. cf. moremani* (Cushman), *H. planata* (Cushman), *Laeviheterohelix* sp., *Planoglobulina cf. carseyae* (Plummer).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-003008-а.

Систематическое описание фораминифер
(Приведенная ниже система классификации таксонов опубликована в работе [11])

НАДСЕМЕЙСТВО HETEROHELICACEA Cushman
СЕМЕЙСТВО GUEMBELITRIADAЕ
Montanaro Gallitelli

Род *Guembelitra* Cushman

Диагноз. Раковина трехрядная; камеры сферические, постепенно увеличивающиеся в размере, поверхность раковины покрыта редкими мелкими бугорками, в центре которых находятся поровые отверстия; губа (ободок) окружает внутрикравое, арковидное устье.

Guembelitra cretacea Cushman

Таблица I, фиг. 7, 8.

Guembelitra cretacea – [8], pl. 4, fig. 12 a, b.

Guembelitra cretacea – [12], 1999, p. 79–80, pl. 8, fig. 1–3; pl. 13, fig. 3; pl. 63, fig. 1–12.

Краткое описание. Раковина маленькая, состоит из трех рядов шаровидных вздутых камер, в каждом ряду до трех камер, постепенно или быстро увеличивающихся в размерах. Поверхность камеры покрыта мелкими бугорками, в центре которых находятся поры. Устье высокое, арковидное, окружено заметной губой. Диаметр начальной камеры 0,027–0,031 мм.

Размеры изображенных экземпляров

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-501	0,17	0,14	8	0,027
1074-502	0,14	0,09	9	0,031

Местонахождение. Скв. Покурская 1Р, глубина 715,0 м, 1 обр., верхний маастрихт, зона *Spiroplectamina kasanzevi*, ганькинская свита (3 экз.); Васюганская 3С, гл. 323–327 м, верхний мел, верхний маастрихт, зона *Spiroplectamina kasanzevi* – *Bulimina rosenkrantzi*, ганькинская свита (5 экз.).

Материал. 8 экз.

СЕМЕЙСТВО HETEROHELICIDAE Cushman

Род *Heterohelix* Ehrenberg

Диагноз. Раковина двухрядная, может присутствовать начальный спиральный отдел; поверхность раковины покрыта бугорками, образующими параллельные ребра, тонкие или грубые; стенка покрыта порами; поры расположены между ребрами, имеют размер от тонких до крупных.

Heterohelix globulosa (Ehrenberg)

Таблица I, фиг. 11–13.

Textularia globulosa – [10], p. 135, pl. 4, figs 2b, 4b, 5b, 7b, 8b.

Heterohelix globulosa – [11], pl. 2, fig. 1a, b; 2 a, b.

Краткое описание. Раковина маленькая до средних размеров, до 0,25 мм длиной, ширина не более 0,2 мм, состоит из двух рядов шаровидных вздутых камер, в каждом ряду до 7 камер, быстро увеличивающихся в размерах. Поверхность камеры покрыта мелкими порами и тонкими частыми продольными ребрами. Степень выраженности ребер может значительно меняться – от закономерно ориентированных рядов бугорков до рельефных неперфорированных валиков. Межкамерные швы углубленные, отчетливые. Устье высокое, арковидное, расположено в основании последней камеры. Диаметр начальной камеры 0,02–0,03 мм.

Сравнение. От близкого по морфологии вида *Heterohelix moremani* (Cushman) [9] отличается более выраженной скульптурой, меньшим количеством (12–13 против 18 у *H. moremani*) быстро увеличивающихся в размерах камер; высоким арковидным устьем (у *H. moremani* устье низкое), большими размерами раковин.

Размеры изображенных экземпляров

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-503	0,16	0,12	–	9	0,020
1074-504	0,24	0,17	0,10	13	0,025
1074-505	0,24	0,18	0,11	11	0,025

Местонахождение. Скв. Русскополянская 8, инт. 279,3–295,0 м, 5 обр., нижний маастрихт, ганькинская свита (67 экз.); Омская 1Р, инт. 594,0–797,3 м, 6 обр., маастрихт, ганькинская свита (62 экз.); Покурская 1Р, инт. 701,0–758,5 м, 9 обр., маастрихт, ганькинская свита (98 экз.); Бованенковская 4, инт. 461,0–487,3 м, 3 обр., верхний сантон, березовская свита (9 экз.); гл. 434 м, 1 обр., маастрихт, ганькинская свита (2 экз.); Березовская 23К, инт. 160,0–163,0 м, 2 обр., коньяский ярус, зона *Dentalina basiplanata* – *Cibicides sandidgei*, нижнеберезовская подсвита (4 экз.); р. Сыня, пачка IV, сл. 4, 6; 2 обр., коньяский ярус, зона *Dentalina basiplanata* – *Cibicides sandidgei*, усть-маньинская свита (5 экз.); р. Теча, сл. 1, 2 обр., нижний маастрихт, ганькинская свита (35 экз.); р. Уй, сл. 1, 5 образцов, более 250 экз.

Материал. Более 550 экз.

Heterohelix cf. moremani (Cushman)

Таблица I, фиг. 1.

Краткое описание. Раковина маленькая, до 0,14 мм длиной, ширина не более 0,1 мм, состоит

из двух рядов шаровидных камер, в каждом ряду до 7 камер, постепенно увеличивающихся в размерах. Поверхность камеры покрыта мелкими порами, расположенными между многочисленными мелкими бугорками и частыми тонкими вертикальными ребрами. Межкамерные швы углубленные, отчетливые, расположены перпендикулярно к оси роста. Устье низкое, щелевидное.

Размер изображенного экземпляра

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-506	0,12	0,08	–	12	0,009

Местонахождение. Скв. Березовская 23К, инт. 207,0–218 м, 3 обр., средний турон, зона *Inoceramus lamarcki*, кузнецовская свита (4 экз.).

Heterohelix planata (Cushman)

Guembelina planata – [9], p. 12, 13, pl. 2, figs 13, 14.

Heterohelix planata – [11], p. 346, pl. 2, fig. 3; 4 a, b, c.

Таблица I, фиг. 10.

Краткое описание. Раковина маленькая, до 0,20 мм длиной, ширина не более 0,13 мм, состоит из двух рядов широких и низких камер, в каждом ряду до 7 камер, быстро увеличивающихся в размерах. Поверхность камеры покрыта продольными ребрами, межкамерные швы углубленные, отчетливые, расположены наклонно к оси роста. Устье арковидное, высокое, окруженное неширокой губой.

Размер изображенного экземпляра

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-513	0,19	0,12	–	13	0,015

Местонахождение. Скв. Покурская 1Р, гл. 715,5–752 м, 3 обр., верхний маастрихт, зона *Spiroplectamina kasanzevi* – *Bulimina rosenkrantzi*, ганькинская свита (46 экз.); скв. Васюганская 3С, гл. 323–327 м, 1 обр., верхний маастрихт, зона *Spiroplectamina kasanzevi* – *Bulimina rosenkrantzi*, ганькинская свита (13 экз.).

Материал. 59 экз.

Род *Laeviheterohelix* Nederbragt

Диагноз. Раковина двухрядная, может присутствовать начальный спиральный отдел; в отличие от других родов гетерохелицид, поверхность раковины гладкая, с редкими бугорками, расположенными хаотично; в центре бугорков находятся тонкие, диаметром до 0,001 мм поровые отверстия. В комплек-

сах планктонных фораминифер Западной Сибири установлены две морфологические разновидности раковин.

Laeviheterohelix sp. 1.

Таблица I, фиг. 3 а, б; 6 а, б.

Замечание. Основными морфологическими признаками раковин этой разновидности являются: волнистый контур раковины, наклонные межкамерные швы, округлый периферический край и устье в виде высокой арки, ширина которой равна толщине раковины, окаймленное широкой губой. Наиболее сходным видом является *Laeviheterohelix pulchra* (Brotzen) [11: 353–354], от которого изображенные экземпляры отличаются формой сферической изометричной камер (у *L. pulchra* камеры широкие и узкие).

Размеры изображенных экземпляров

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-507	0,13	0,10	0,06	8	0,018
1074-508	0,14	0,10	0,07	10	0,020

Местонахождение. Скв. Березовская 23К, инт. 207,0–218 м., 3 обр., средний турон, зона *Inoceramus lamarcki*, кузнецовская свита (4 экз.).

Laeviheterohelix sp. 2.

Таблица I, фиг. 2 а, б; 4; 5 а, б.

Замечание. Отличается от первой разновидности более лопастным контуром, вздутыми камерами, устьем в виде арки, ширина которой вдвое меньше толщины раковины, практически перпендикулярными оси нарастания межкамерными швами.

Размеры изображенных экземпляров

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-509	0,15	0,10	0,07	8	0,016
1074-510	0,14	0,09	–	9	0,016
1074-511	0,14	0,09	0,07	10	0,014

Местонахождение. Скв. Березовская 23К, гл. 154–158 м, 2 обр., нижнеберезовская свита, коньякский ярус, зона *Dentalina basiplanata* – *Cibicides sandidgei* (5 экз.).

Род *Planoglobulina* Cushman

Диагноз. На начальных стадиях роста может присутствовать спирально-плоскостной отдел. Позднее раковина двухрядная, на заключительных стадиях онтогенеза – многорядная. Рост многорядного отдела начинается с двуустевой камеры, расположенной на

оси роста раковины; поверхность раковины покрыта параллельными ребрами; стенка покрыта среднего размера порами, расположенными между ребрами.

Planoglobulina cf. carseyae (Plummer)

Таблица I, фиг. 7

Замечание. Контур раковины волнистый, межкамерные швы углубленные, перпендикулярные оси роста, периферический край округлый, камеры сферические или слегка эллипсоидальные, постепенно увеличивающиеся. Скульптура состоит из тонких ребер. В изученном материале раковины имеют двурядный отдел с начальной камерой многорядного отдела. Сохранность материала не позволила изучить строение устья.

Размеры изображенного экземпляра

Экз. №	Длина, мм	Ширина, мм	Толщина, мм	Кол-во камер	Диаметр начальной камеры, мм
1074-512	0,14	0,08	–	12	0,012

Местонахождение. Карьер Аят 2, слой 4, обр. 6, журавлевская свита, верхний маастрихт, зона *Neobelemnella kazimiroviensis* (2 экз.).

Литература

1. Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 209с.
 2. Еремеева А.И., Белоусова Н.А. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений вос-

точного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Гостоптехиздат, 1961. Вып. 9. С. 3–113.
 3. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бо-реальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.
 4. Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне р. Уса (Полярное Предуралье) по ди-ноцистам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 100–117.
 5. Маринов В.А. Планктонные фораминифер верхнего мела Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2008. Т. 49, № 10–11. С. 250–253.
 6. Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Томский государственный университет, 2009. 432с.
 7. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений За-падносибирской низменности / Ред. Н.Н. Суб-ботина, Л.С. Алексейчик-Мицкевич, О.Ф. Барановская и др. Л.: Недра, 1964. 456 с.
 8. Cushman J. Some new foraminiferal genera // Contributions from Cushman Laboratory for Foraminiferal Research. 1933. Vol. 9, pt. 2. P. 32–38.
 9. Cushman J. Cretaceous species of Guembelina and related genera // Contributions from Cushman Laboratory for Foraminiferal Research. 1938. Vol. 14, pt. 1. P. 2–28.
 10. Ehrenberg C.G. Über die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. K. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, Abh., (1838)1840. S. 59–147.
 11. Nederbragt A. Late Cretaceous biostratigraphy and develop-ment of Heterohelicidae (planktic foraminifera) // Micro-paleontology. 1991. Vol. 37, № 4. P. 329–372.
 12. Olsson. R.K., Hemleben C., Berggren W.A., Huber B. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. Washington: Smith-sonian institution press, 1999. 252 p.

Объяснение к таблице

Все экземпляры изображены при 272-кратном увеличении, а – вид раковины со стороны периферического края, б – вид раковины сбоку.

Фиг. 1. *Heterohelix cf. moremani* (Cushman). Экз. 1074-506; скв. Березовская 23К, гл. 215 м, обр. 18, кузнецовская свита, средний турон, зона *Inoceramus lamarcki*.

Фиг. 2 а, б; 4; 5 а, б *Laeviheterohelix* sp. 2. 2 а, б – экз. 1074-509; скв. Березовская 23К, гл. 158 м, обр. 15, нижеберезовская свита, ко-ньякский ярус, зона *Dentalina basiplanata* – *Cibicides sandidgei*; 4 – экз. 1074-510; там же; 5 а, б – экз. 1074-511; там же.

Фиг. 3 а, б, 6 а, б. *Laeviheterohelix* sp. 1. 3 а, б – экз. 1074-507; скв. Березовская 23К, 215 м, обр. 18, кузнецовская свита, средний турон, зона *Inoceramus lamarcki*; 6 а, б – экз. 1074-508 – там же.

Фиг. 7. *Planoglobulina cf. carseyae* (Plummer). Экз. 1074-512; Карьер Аят 2, слой 4, обр. 6, журавлевская свита, верхний маастрихт, зона *Neobelemnella kazimiroviensis*.

Фиг. 8, 9. *Guembelitria cretacea* Cushman. 8 – экз. 1074-502, скв. Покурская 1Р, гл. 715,5 м, обр. 70, ганькинская свита, верхний маа-стрихт, зона *Spiroplectammina kasanzevi* – *Bulimina rosenkrantzi*; 9 – экз. 1074-501; там же.

Фиг. 10. *Heterohelix planata* (Cushman). Экз. 1074-513; скв. Покурская 1Р, гл. 715,5 м, обр. 70, ганькинская свита, верхний маастрихт, зона *Spiroplectammina kasanzevi* – *Bulimina rosenkrantzi*.

Фиг. 11–13. *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). 11 – экз. 1074 – 503, скв. Березовская 23К, гл. 158 м, обр. 15; нижеберезовская свита, ко-ньякский ярус, зона *Dentalina basiplanata* – *Cibicides sandidgei*; 12 а, б – экз. 1074-504; скв. Русско-Полянская 8, гл. 295 м, ганькинская свита, нижний маастрихт, зона *Spiroplectammina variabilis* – *Gaudruina rugosa spinulosa*; 13 а, б – экз. 1074-505; там же.



К СИСТЕМЕ ПОДСЕМЕЙСТВА HARPOCERATINAE (AMMONOIDEA)

О.А. Мельник, В.Г. Князев

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия

Необходимость усовершенствования системы и филогении подсемейства Harpoceratinae, особенно его сибирских представителей, обусловлена неоднозначным пониманием разными исследователями объема и генетических связей входящих в его состав таксонов. Причиной существующих разногласий является применение принципиально различных методов изучения. Так, ранее существующая классификация подсемейства Harpoceratinae, за редким исключением, была построена на базе морфологического и хронологического принципов без учета данных по онтогенезу основных морфологических признаков. В результате в состав подсемейства было отнесено значительное количество родов, морфологически отличных от типичных харпоцератин [3–4]. Поэтому и возникла необходимость проведения монографической ревизии системы, филогении, стратиграфического и географического распространения представителей подсемейства Harpoceratinae на базе применения современных методов палеонтологических исследований.

В работе обобщены сведения по всем сибирским таксонам подсемейства Harpoceratinae, представленным 4 родами и 15 видами. На основе анализа генетических связей таксонов подсемейства Harpoceratinae и оценки таксономического веса признаков модифицирована система подсемейства Harpoceratinae. Анализ постадийной морфологии раковин сибирских харпоцератин позволил оценить таксономическое значение признаков и оконтурить диапазон их действия в онтогенезе. Выяснилось, что при выделении таксонов высокого ранга (подсемейство и выше) в качестве основного диагностического признака выступает механизм усложнения лопастной линии (количество основных элементов лопастной линии, момент их заложения и форма отдельных лопастей и седел). Как правило, признаки высоких таксонов появляются на ранних стадиях онтогенеза (1–4 оборота). При выделении родов и видов на первый план выступают изменения общей формы раковины и скульптуры, которые наиболее отчетливо проявляются на поздних стадиях онтогенеза.

Проведенная авторами реконструкция онтогенезов лопастной линии всех изученных родов подсемейства Harpoceratinae позволила установить, что для представителей харпоцератин основным способом усложнения лопастной линии является возникновение новых умбональных лопастей на умбональном шве с последующим их смещением (начиная с лопасти U³) на внешнюю или внутреннюю сторону оборота. Для всех таксонов характерно формирование на пятом обороте прямоугольного срединного седла, разделяю-

щего вентральную лопасть и появление на третьем обороте двуворшинной дорсальной лопасти [1].

На фоне сходного развития лопастной линии харпоцератин, у отдельных родов отмечаются отклонения в порядке расположения некоторых умбональных лопастей, что позволило установить в подсемействе Harpoceratinae три тренда в эволюции лопастной линии [2] (рис. 1).

Первый тренд объединяет роды *Tiltoniceras* и *Eleganticeras*, для которых характерно смещение лопасти U³ на внутреннюю сторону оборота, а лопасти U⁵ на внешнюю. Онтогенез лопастной линии этих родов завершается формированием на умбональном шве лопасти U⁷.

Второй тренд представлен родом *Pseudolioceras*, который характеризуется смещением лопастей U³ и U⁵ с умбонального края на внутреннюю сторону, а остальных – на внешнюю. Онтогенез лопастной линии этого рода также завершается формированием на умбональном шве лопасти U⁷.

Третий тренд (род *Harpoceras*) характеризуется особым типом онтогенеза лопастной линии. На фоне сходного с другими родами харпоцератин развития лопастной линии, у этого рода появляется двураздельная лопасть U². Характерной особенностью онтогенеза лопастной линии этого рода является также заметное отставание в появлении отдельных основных элементов по сравнению с таковыми у родов *Tiltoniceras*, *Eleganticeras*, *Pseudo-lioceras*. В результате этого замедления на завершающей стадии развития лопастной линии формируется лишь лопасть U⁵, которая располагается на умбональном шве.

Наиболее древним представителем подсемейства Harpoceratinae на Северо-Востоке России является род *Tiltoniceras*, представляющий начальный этап филогенетической линии *Tiltoniceras* – *Eleganticeras* – *Harpoceras*. О генетической близости этих родов свидетельствует, наряду со сходным типом развития лопастной линии, закономерная направленность в изменении общей формы раковины и скульптуры. Основное направление эволюции общей формы раковин этой филогенетической линии сводится к постепенному увеличению степени обособленности умбонального перегиба. Параллельно происходило усиление ребристости, которое в морфогенезе постепенно расширяется за счет более ранних стадий онтогенеза.

Основное направление эволюции рода *Harpoceras* выражается в дальнейшем увеличении степени обособленности умбонального перегиба. Среди новых скульптурных образований, появившихся у предста-

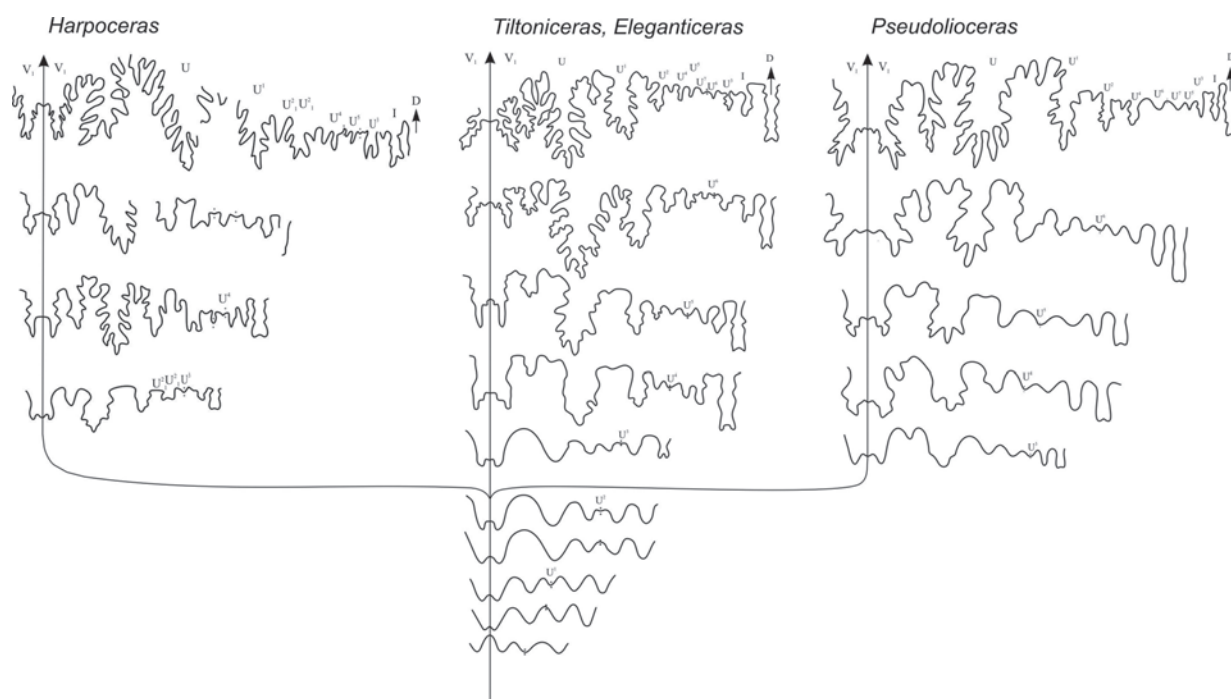


Рис. 1. Основные типы онтогенетического развития лопастных линий харпоцератин

вителей рода *Harpoceras*, следует отметить небольшие утолщения в точке слияния 2–4 ребер на 3–4 оборотах. Филогенетическую линию сибирских харпоцератин продолжает и завершает род *Pseudolioceras*. Отнесение рода *Pseudolioceras* к единой филогенетической линии сибирских харпоцератин подтверждается сходным типом развития лопастной линии.

Что касается внешней морфологии, то здесь также усматривается морфологическая преемственность, проявляющаяся в дальнейшем увеличении степени обособленности умбонального перегиба. В составе этого рода были выделены две группы видов, позднее переведенных в ранг подродов *Pseudolioceras* (*Pseudolioceras*), *Pseudolioceras* (*Tugurites*). Первый подрод объединил ранних псевдолиоцерасов, раковины которых характеризуются ребристыми жилой камерой и частью предыдущего оборота, а иногда и полностью ребристым предыдущим оборотом. Для представителей подрода *Tugurites*, видовая диагностика которых всегда вызывала существенные затруднения, характерно дальнейшее расширение «стадии ребристой раковины», охватывающей более двух оборотов, включая жилую камеру.

В качестве видовых признаков здесь выступают степень выраженности приумбонального валика и характер угловатости серповидного изгиба ребер. Следует отметить некоторое ослабление ребристости у раннебайосских *P. (T.) fastigatus* West. и *P. (T.) costistriatus* West., что объясняется завершающим этапом развития харпоцератин в целом.

Основные результаты:

1. На основе монографического изучения коллекций тоар-раннебайосских харпоцератин азиатской части России проведена оценка таксономического значения признаков, позволившая существенно изменить объем ряда видов и доказать невалидность некоторых родовых и видовых названий. Монографически описано 15 видов, принадлежащих 4 родам подсемейства *Harpoceratinae*.

2. Анализ характера изменения онтогенезов внешней и внутренней морфологии раковин харпоцератин позволил выявить ряд основных трендов в эволюции таких важных для систематики аммонитов признаков, как лопастная линия, общая форма раковины и скульптура.

3. С учетом проведенной ревизии подсемейства пересмотрены представления о таксономическом составе харпоцератин изученного региона.

Литература

1. Дагис А.А. Тоарские аммониты (Hildoceratidae) севера Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 107 с.
2. Князев В.Г., Мельник О.А. Основные тренды эволюции лопастной линии сибирских представителей подсемейства *Harpoceratinae* // Отеч. Геология. 2004. № 4. С. 84–87.
3. Howarth M. The Ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. London: Paleontogr. Soc., 1992. 200 p.
4. Shindewolf O. Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten // Akad. Wiss. Liter. Abh. Math.-naturwiss. 1963. № 6. 107 s.

ИЗМЕНЕНИЕ МИКРОБИОТЫ НА ГРАНИЦЕ ДАНИЯ – ЗЕЛАНДИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ДАНИЙ-ЗЕЛАНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

В.А. Мусатов¹, О.Н. Васильева²

¹ Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики, г. Саратов, Россия

² Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Даний и зеландий – два яруса палеоцена, стратотипы которых расположены в Дании. Несогласные контакты между данием и зеландием в стратотипическом регионе, а также неопределенность микропалеонтологической характеристики вызывают трудности глобальной корреляции и необходимость выбора нового стратотипа зеландского яруса. В качестве нового стратотипа зеландия, типовой границы даний – зеландий был принят разрез Зумая (Zumaia), расположенный в Бискайском заливе Испании [7]. Поскольку решением международной подкомиссии по стратиграфической классификации (июнь 2008 г.) граница дания и зеландия оказалась расположена стратиграфически выше традиционно трактуемой на ~774 тыс. лет (относительно кровли магнитохрона 27n), то определение ее в разрезах России приобретает актуальное значение.

Разрез Зумая в Испании вскрывает батинальные осадки и охарактеризован карбонатными группами планктона. Обсуждаемый рубеж размещен в основании прослоя красных мергелей свиты Ицурун (Itzurun Fm), которая перекрывает переслаивающуюся толщу известняков и мергелей формации Айцгори (Aitzgorri Limestone Fm). Последняя формация и самые низы свиты Ицурун принадлежат части наннопланктонной зоны NP4 шкалы Мартини. Наилучшим инструментом для расчленения этого интервала является схема Варола по наннопланктону [9], которая позволяет разделить зону NP4 на семь биохронов. Основание красных мергелей в разрезе Зумая находится вблизи основания зоны NTr8b шкалы Варола (кровля зоны NP4) и практически совпадает со второй радиацией рода *Fasciculithus* (25 см ниже границы) [3]. Авторы заключают, что граница дания и зеландия в Зумая связана с завершением седиментационного цикла дания (известняки Айцгори), резким падением уровня моря, широко распространенным географически перерывом в осадконакоплении [7]. Литологически граница совмещена с четкой сменой состава пород как в Испании, так в историческом стратотипе. Однако прямые палеонтологические маркеры для корреляции границы даний – зеландий в испанском разрезе Зумая и историческом стратотипе в Дании отсутствуют. Состав наннопланктона в верхнем дании и зеландии в датском регионе не позволяет установить стандартную последовательность биохронов по шкале Мартини. Единственный уровень корреляции по наннопланктону – FO *Chiasmolithus edentulus* (маркер

основания подзоны NTr7b), который установлен стратиграфически низко от границы в мшанковых известняках стратотипа дания [7].

В то же время стратотипические разрезы дания и зеландия в Дании охарактеризованы диноцистами и представлены зональной шкалой [4, 5]. Прикаспий являлся крупнейшим эпиконтинентальным бассейном, расположенным на северной окраине Перитетиса, где в течение кайнозоя формировались ассоциации как органикостенного, так и карбонатного планктона. В связи с этим, разрезы палеогена в Прикаспийской впадине, содержащие как наннопланктон, так и динофлагеллаты, могли бы оказаться связующим звеном для корреляции разрезов Северной Европы и Тетиса. Комплексное микропалеонтологическое изучение опорных скважин в Прикаспийской впадине, выполненное в последние годы, доставило новый ценный материал, касающийся как сопоставления зональных шкал, так и понимания, в частности, пограничного даний-зеландского интервала [1, 2].

Нижний даний в Прикаспии сложен преимущественно карбонатными породами – мергелями, известняками и карбонатными глинами алгайской свиты, охарактеризованной комплексами наннопланктона зон NP2 *Stuciplacolithus tenuis* – NP3 *Chiasmolithus danicus*. Верхний даний представлен в регионе цыгановской свитой, сложенной смешанными песчано-глинисто-известковистыми породами. К зеландию отнесена сызранская свита, представленная темно-серыми опоковидными слабоизвестковистыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников в верхней части. Она подразделена на две подсвиты – нижнесызранскую и верхнесызранскую.

Кровля цыгановской свиты в Новоузенской опорной скважине охарактеризована диноцистовой зоной D3a *Alterbidinium circulum*. Нижнесызранская подсвета представлена зоной D3b *Cerodinium depressum* [6]. Этот интервал принадлежит наннопланктонной зоне NP4 *Ellipsolithus macellus* (*Coccolithus robustus*). Верхнесызранские отложения относятся к зоне *Cerodinium depressum* и наннопланктонной зоне NP5 *Fasciculithus tympaniformis* [1]. В комплексах наннопланктона и диноцист в пограничном даний-зеландском интервале происходят значительные изменения, которые показаны как последовательность биотических событий [2] (рис. 1).

Диноцисты. (1) FO (первое появление) *Spinidinium densispinatum* (abundance) в верхней части цыганов-

ской свиты (гл. 869 м). (2) LO (последнее появление) *Alterbidinium circulum* в кровле цыгановской свиты. (3) FO *Cerodinium depressum* в средней части нижнесызранской подсвиты. (4) LO *Spinidinium densispinatum* (abundance) в нижней половине нижнесызранской подсвиты. (5) LO *Spinidinium densispinatum*, FO *Impagidinium sp. 1* Heilm.-Claus. в кровле нижнесызранской подсвиты. (6) FO *Isabelidinium? viborgense* в верхней части верхнесызранской подсвиты.

Наннопланктон. (1) FO *Neochiastizygus perfectus* (первое редкое появление) в основании цыгановской свиты. (2) FO *Neochiastizygus perfectus* (обычная/частая встречаемость) в основании нижнесызранской подсвиты. (3) FO *Fasciculithus billii*, FO *Fasciculithus tympaniformis* в основании верхнесызранской подсвиты.

Последовательность биособытий по диноцистам позволяет провести корреляцию Новоузенского разреза с пограничным датий-зеландским интервалом в датском регионе.

Последнее появление (LO) *Alterbidinium circulum* известно в кровле датских известняков в стратотипе датского яруса [5], что позволяет коррелировать этот стратиграфический срез с кровлей цыгановской свиты в Прикаспии. Последовательное появление (FO) видов *Cerodinium depressum*, *Impagidinium sp. 1* Heilm.-Claus., *Isabelidinium? viborgense* происходит в основании формации Кертеминде (Kerteminde Fm) в Дании [5].

Событие LO *Spinidinium densispinatum* (abundance) зафиксировано в толще песков Леллинге (Lellinge Greensand). В соответствии с этими биомаркерами сызранская свита Северного Прикаспия сопоставляется с уровнем зеландия в Дании (см. рис. 1).

Первое обычное появление наннопланктона вида *Neochiastizygus perfectus* в основании нижнесызранской подсвиты указывает на принадлежность этого интервала части зоны NTp7B по шкале Варола и средней части зоны NP4 по шкале Мартини. Этот стратиграфический интервал коррелируется со сменной формацией Ekofisk и Maugreen в бассейне Северного моря. Появление кокколитов рода *Fasciculithus* (*F. billii*, *F. tympaniformis*) в основании верхнесызранской подсвиты в Прикаспии отвечает началу второй радиации фасцикулитов и зоне NTp9 по шкале Варола [9]. Этот стратиграфический уровень очень близок к границе датия и зеландия, принятой в новом стратотипическом разрезе Зумая в Испании [3, 7]. Отметим, что вторая радиация рода *Fasciculithus* начинается в 25 см ниже подошвы красных мергелей формации Ицурун, и в 1,1 м выше ее основания появляется *F. tympaniformis* [3].

Таким образом, изменения в составе микропланктонных сообществ, сопоставление биособытий по диноцистам и наннопланктону позволяют констатировать, что с принятием нового стратотипа зеландия,

граница между датским и зеландским ярусами размещается существенно выше окончания карбонатного седиментационного цикла датия. Аналогичные результаты получены при изучении наннопланктона и фораминифер в разрезах-претендентах в Египте и Тунисе [8]. При сопоставлении с разрезом Зумая положение границы датий – зеландий в Северном Прикаспии может быть определено вблизи основания верхнесызранской подсвиты. В то же время корреляция с историческим стратотипом в Дании предполагает проведение границы датий – зеландий в основании нижнесызранской подсвиты, что отражает естественно-исторические закономерности и этапы геологического развития региона в палеоцене.

Литература

1. Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Ст. 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 10, № 1. С. 88–109.
2. Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Ст. 2. Биотические события и палеоэкологические обстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. С. 77–98.
3. Bernaola G., Martin-Rubio M., Baceta J.I. New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections // *Geologica Acta*. 2009. Vol. 7, № 1–2. P. 79–92.
4. Hansen J.M. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in the Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // *Bull. Geol. Soc. Denmark*. 1977. Vol. 26. P. 1–26.
5. Heilmann-Clausen C. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // *Danmarks Geologiske Undersøgelse*. 1985. S. A. N 7. P. 1–69.
6. Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H., Gradstein F.M., et al. The Paleogene Period // *A Geological Time Scale*. Eds. F.M. Gradstein et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.
7. Proposed Global Stratotype Sections and Points for the bases of Selandian and Thanetian stages (Paleocene Series) // Prepared for International Subcommission on Paleogene Stratigraphy by Paleocene Working Group. 2007. International Subcommission on Stratigraphic Classification ISSC 2007. Newsletter № 13. URL: <http://user.unimi.it/issc>
8. Sprong J., Speijer R.P., Steurbaut E. Biostratigraphy of the Danian/Selandian transition in the southern Tethys. Special reference to the Lowest Occurrence of the planktic foraminifera *Igorina albeari* // *Geologica Acta*. 2009. Vol. 7, № 7. P. 63–77.
9. Varol O. Paleocene calcareous nannofossil biostratigraphy // *Nannofossils and their applications. Proceed. Internat. Nannofossil Assoc. Conference, London, 1987* / Eds. by J.A. Crux, S.E. van Heck. British Micropaleontol. Society Series. 1989. P. 267–310.

ДИАТОМОВАЯ ФЛОРА ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ, ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО И ЧУКОТСКОГО МОРЕЙ

М.С. Обрезкова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Арктический шельф Евразии является самым обширным шельфом мира, а его изучение является актуальной задачей в связи с влиянием полярных областей Земли на формирование климата планеты и их быстрым реагированием на эти изменения, как в настоящем, так и в прошлом [3]. Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН инициировал и успешно проводит комплексные исследования в этом регионе, основной целью которых является изучение механизмов переноса в море древнего органического наземного вещества, являющегося источником биогенных элементов и двуокси углерода, его трансформации и влияния на современный биохимический цикл [4, 6].

Диатомовые водоросли – одна из наиболее приоритетных групп микрофоссилий, широко используемая при стратиграфических и палеогеографических исследованиях. Интерес к диатомовым водорослям как источнику стратиграфической и палеогеографической информации определен, прежде всего, их обилием и хорошей сохранностью в позднекайнозойских толщах как морского, так и континентального генезиса. В то же время диатомеи обладают хорошо выраженной реакцией на экологические изменения в природной среде и достаточно быстрыми темпами эволюции. Это и определяет их как приоритетную группу для реконструкции палеогеографических условий в северных широтах, где известковый наннопланктон и фораминиферы уступают им по обилию и степени сохранности.

Целью данной работы является реконструкция изменений палеосреды шельфовой зоны морей Восточной Арктики, в том числе и гидродинамического режима (взаимодействие тихоокеанских вод и вод Северного Ледовитого океана, а также влияние речного стока на осадконакопление), для чего было проведено изучение диатомовых водорослей в осадках шельфа Чукотского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых.

Основной задачей являлось изучение видового состава, экологической структуры диатомовых комплексов и выделение на их основе диатомовых экологических зон, отражающих изменение палеоусловий.

Для изучения были использованы четыре колонки, отобранные на шельфе Чукотского моря в 52-м рейсе НИС «Профессор Хромов» в рамках российско-американской программы RUSALCA в 2004 г. А также керн четырех колонок, отобранных гравитационными трубками на шельфе Восточно-Сибирского моря

и моря Лаптевых в Высокоширотной комплексной экспедиции на ГС «Иван Киряев» в 2004 г. Для определения количественного содержания диатомей на 1 г воздушно-сухого осадка образцы массой 3–5 г кипятили, затем разбавляли водой до 50 или 100 мл (в зависимости от объема осадка), тщательно перемешивали, и 0,25 мл взвеси использовали для приготовления препарата. Для определения качественного состава диатомей остальную часть осадка вновь кипятили с добавлением триполифосфата натрия, а затем промывали. Из-за низкого содержания диатомей все образцы обогащались тяжелой калиево-кадмиевой жидкостью [2]. Для приготовления препаратов использовали смолу Mountex, с показателем преломления 1,68.

На основе изменения численности, видового и экологического составов диатомей в изученных колонках выделены пять диатомовых комплексов, в целом соответствующих диатомовым экозонам, выделенным ранее Е.И. Поляковой (1997).

В Чукотском море комплекс диатомей, соответствующий V экозоне, характеризуется высоким содержанием морских планктонных диатомей, представленных холодноводными ледово-неритическими видами. В IV комплексе доминируют типичные для Чукотского моря холодноводные неритические виды, при этом возрастает содержание океанических диатомей. III комплекс характеризуется количественным максимумом диатомей и высоким видовым разнообразием. Доминируют холодноводные неритические виды, наблюдается увеличение численности криофилов. Можно предположить, что наиболее благоприятные условия для развития диатомовой флоры в Чукотском море сложились во время формирования этого комплекса. Во II комплексе увеличивается содержание бентических диатомей, что может быть связано с некоторым снижением уровня моря. В I комплексе резко доминируют холодноводные неритические виды, что соответствует условиям, близким к современным.

В Восточно-Сибирском море наиболее благоприятные условия для развития диатомовой флоры сложились в период формирования III комплекса, что подтверждается высокой продуктивностью диатомей и высоким видовым разнообразием. Такой «гидробиологический оптимум» установлен и в других арктических морях [3], а также на северном шельфе Охотского моря [1]. В последующий период (II комплекс) наблюдалось ухудшение климатических условий, что отразилось в снижении численности диатомей и обедненном таксономическом составе

комплексов. Осадки верхнего интервала колонок, вероятно, накапливались в условиях, близких к современным.

В изученной колонке, отобранной в море Лаптевых, по всей длине доминируют пресноводные диатомеи, с увеличением их количества вверх по колонке. Следует отметить, что в колонке РМ9482-2, расположенной северо-западнее [5], отмечается обратная тенденция, то есть вверх по колонке увеличивается количество морских видов. Возможно, это свидетельствует об изменении интенсивности или направления речного стока Лены за последние, предположительно, 1 000 лет. Во всех морях обнаружены переотложенные морские исключительно палеогеновые виды и ряд зональных неогеновых видов, что может свидетельствовать о существовании морских кайнозойских бассейнов в этом регионе. Необходимо отметить, что все эти виды обычны в кайнозойских отложениях Северной Пацифики, что предполагает существование связи между Тихоокеанским и Арктическим бассейнами в палеогене и раннем неогене.

Автор благодарна О.В. Дудареву и А.С. Астахову за предоставление материала и Л.В. Осиповой (ТОИ

ДВО РАН) за техническую обработку образцов и приготовление препаратов.

Литература

1. Горбаренко С.А., Цой И.Б., Астахов А.С. и др. Изменения палеосреды северного шельфа Охотского моря в голоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).
2. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Л.: Наука, 1974. Т. 1. 403 с.
3. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
4. Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Морские исследования ДВО РАН в Арктике: основные результаты и дальнейшие планы // Морские исследования ДВО РАН в Арктике. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 6–13.
5. Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Late Holocene variations in Arctic shelf hydrology and sea-ice regime: evidence from north of the Lena Delta // Int. J. Earth Sciences. 2000. Vol. 89. P. 569–577.
6. Semiletov I.P. Carbon fluxes in the Arctic land-shelf system: coastal erosion vs riverine transport // Changes in the Atmosphere-Land-Sea System in the Amerasian Arctic (Ed. I.P. Semiletov). Vladivostok: Dalnauka, 2001. Vol. 3. P. 237–244.

ПРОЯВЛЕНИЯ БЕСПОЛОГО РАЗМНОЖЕНИЯ СРЕДИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГЕКСАКТИНЕЛЛИД (PORIFERA)

Е.М. Первушов

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, Россия

Значительная выборка ископаемых скелетных губок – гексактинеллид из меловых отложений Русской плиты и сопряженных территорий предоставила возможность детального изучения морфологии скелетных форм, что позволило реконструировать проявления тенденций в морфогенезе представителей этой группы, разработки номенклатуры и классификации гексактинеллид на уровне «вид – семейство». При расширении систематического спектра изучаемых губок, представителей семейств как лихнисцин (*Ventriculitidae*, *Coeloptychiidae*, *Camerospongiidae* и др.), так и гексактинин (*Leptophragmidae*, *Euretidae*, *Craticulariidae*, *Zittelispongiidae* и др.), изучение морфологии скелетов неизбежно сопровождалось необходимостью разрешения вопроса об уровнях организации этих губок. Накапливались наблюдения по морфотипам скелетных губок, направлениям морфогенеза, с которыми, предположительно, связываются формирование тех или иных морфотипов и обособление тех или иных уровней организации рассматриваемых групп губок, предварительно высказывались суждения о соотношении этих уровней [1, 2].

В частности, предполагается, что значительную роль в формировании модульных губок, во всяком

случае в заметном увеличении морфологического разнообразия этих форм, играет доминирующая форма размножения среди представителей конкретной группы губок. На примере современных демоспонгий и известковых губок, рецентные гексактинеллиды в этом отношении изучены слабее, известно, что для губок свойственно как бесполое (деление и почкование, возможно – фрагментация) и так половое размножение [3, 4]. При этом представители губок разных поколений одного вида могут использовать разные варианты размножения.

Рассматриваются примеры форм бесполого размножения, в частности почкования, известные на примере ископаемых форм гексактинеллид и демоспонгий, которые в силу обстоятельств сохранились выраженными в строении скелета губок и послужили основой как для реконструкций форм размножения позднемиловых спонгий, так и для прослеживания направлений в морфогенезе, приведших к формированию модульных представителей группы.

Почкование. Общее количество скелетов губок с почками – в пределах 30 экземпляров, а с разного облика выростами, с неоднозначно интерпретируемым функциональным предназначением – в пределах 70–100 экземпляров. Из выборки ископаемых губок

формы с почками и выростами составляют от 0,03 до 0,1%. Преимущественно обсуждаются проявления наружного (дермального) почкования, примеры парагастрального почкования единичны и гипотетичны. В то же время, формирование перифронтальных форм связывается с возможным проявлением парагастрального почкования, когда парагастральная поверхность стенки обращена непосредственно к внешней среде (*Contubernium*).

Среди представителей гексактинеллид морфологически выраженное проявление почек прослеживается среди представителей подотряда *Luchniscina* и подотряда *Hexactinina*. Среди лихнисцин это представители семейств *Ventriculitidae* (6 форм) и *Camerospongiidae* (1–2 формы), среди гексактинин – представители семейств *Leptophragmidae* (15 форм), *Craticulariidae* (1 форма), *Zittellispongiidae* (3 формы) и *Euretidae* (1 форма).

Почки и почкообразные выросты прослеживаются лишь среди губок, скелет которых образован преимущественно тонкой стенкой и достоверно определяются как таковые в строении губок с геометрически четко сформированным скелетом. Это преимущественно конические и лопастевидные скелеты, с прямолинейными очертаниями стенок, на которых почки и иные новообразования выглядят несвойственными структурными элементами. Среди толстостенных форм (*Ortodiscus*, *Cephalites*) и губок со сложным лабиринтовым построением скелета (*Etheridgea*, *Plocoscyphia*, *Polyscyphia*) почкообразные выросты практически неизвестны, а среди «лабиринтовых» форм эти выросты сложно установить. По-видимому, размеры, очертания и количество почкообразных выростов среди представителей разных семейств позднемеловых гексактинеллид существенно различались. Среди ископаемых гексактинеллид установлены некоторые общие закономерности образования почек.

1. В строении скелета дефинитивных губок проявляется обособление участков, с которыми в наибольшей степени связывается формирование почек. Обычно над поверхностью скелета выражены единичные почки, не более двух-трех, даже редкие скопления большего количества почек, сформировавшихся одновременно, часто приурочены к конкретным участкам скелета. В некоторых случаях предполагается, что в строении скелета сохранились кратеры от отделившихся почек, со своеобразной структурой поверхности основания почки, расположенные рядом с еще не отделившейся почкой.

1.1. Наиболее часто почки и почкообразные выросты выделяются в пределах наиболее приподнятых участков стенки в структуре скелета, которые обычно удалены от центральной части оскулюма. Особенно ярко это прослеживается на примере фрагментов лопастей скелета крупных *Guettardiscyphia*, где хорошо морфологически выраженные скопления почек приурочены апикальным и маргинальным участкам

лопастей. Приуроченность образования почек именно к возвышающимся в строении организма элементам, прослеживается на примере представителей разных таксономических групп, отличающихся исходным морфотипом скелета. Примечателен единственный экземпляр скелета губки *Tremabolites* с отчетливо выраженным почкообразным выростом в верхней его части. Отметим, что верхняя часть скелета этих полиоскулюмных губок закрыта кортикальным покровом, вокруг оскулюмов, что гипотетически не способствует появлению новообразований. Практически всегда почки возвышались над поверхностью тела губки в прижизненном положении, что обеспечивало перемещение почек после их отрыва от материнской особи в водной среде по направлению ее перетока.

1.2. Среди форм губок, в строении которых прослеживаются субоскулюмы (*Guettardiscyphia*, *Tremabolites*, *Balantionella*, *Plocoscyphia*), отчетливо прослеживается приуроченность скелетных новообразований (почек, выростов) к участкам стенки вблизи субоскулюмов. Многочисленные примеры выростов и почковидных образований, расположенных вблизи субоскулюмов, известны среди представителей рода *Guettardiscyphia*. Фрагментарность материала по представителям *Guettardiscyphia* не позволяет оценить приуроченность скоплений почек в структуре скелета в целом, отмечается лишь, что размеры подобных выростов больше в верхних участках скелета. В филогенезе губок *Leptophragma* – *Guettardiscyphia* – *Balantionella* – *Lobatisyphia* [1], как предполагается, прослежено выделение в строении скелета как самих субоскулюмов, так и последующее образование крупных выростов с субоскулюмом в апикальной части.

Морфологически выделить почкообразные образования в структуре скелета губок, отличающихся наличием многочисленных оскулюмов или субоскулюмов, трудно. Отчасти это объясняется сложным сочетанием тонкостенных полостей, образующих скелет губки, и установлением положения собственно оскулюма и субоскулюмов. Кроме того, нечасто скелеты этих губок предстают в неискаженном, характерном для данного вида, габитусе, вследствие влияния течений и штормовых процессов. Достоверно установлены выросты, расположенные вблизи субоскулюмов, по единичным экземплярам губок *Tremabolites* и *Eurete*. В данных случаях прослеживается и приуроченность почкообразных выростов к узкой (ангустатной) части скелета, вероятно, ориентированной по направлению перетока воды.

1.3. В строении изометричных форм губок скопления почек и почкообразных выростов приурочено к апикальной поверхности верхнего края, а единичные выросты распространены хаотично. В строении же скелета плоскосжатых, лопастных и уплощенных ветвистых форм почки и выросты обычно приурочены к ангустатной поверхности бокала или к отчетливо выраженным участкам перегиба, изгиба или линиям прижизненных повреждений поверхности стенки.

Видимо, эти участки тела губки были ориентированы в соответствии с существовавшим направлением ламинарного течения в придонном слое воды, с тем чтобы способствовать беспрепятственному распространению личинок в водной среде. Подобная приуроченность почек хорошо прослеживается как на примере бокаловидных губок, так на примере губок со сложным, лабиринтовым построением скелета.

В случаях прижизненного искажения очертаний организма (скелета) роль активных точек роста, в частности участков формирования почек, вне зависимости от прежних функций, могли выполнять участки организма, оказавшиеся приуроченными к апикальным (маргинальным) его участкам. Многочисленные примеры формирования дополнительных выростов, опорных или ризоидных, в строении скелетов губок, выживших после штормовых процессов и сильно изменивших свой первоначальный облик. Подобные наблюдения подтверждают выводы исследователей современных представителей спонгиозной фауны [3, 4], об «индифферентности» скелетообразующих клеток синцитиальной ткани губок и об их способности к изменению морфофункционального предназначения – реаранжировке (ремоделлингу).

2. Вероятно, у дефинитивных организмов в какой-то момент их развития наступала фаза активного образования почек, когда их выделение происходило почти одновременно если не по всей площади тела, то в ряде удаленных участков. Хотя и в этом случае значительная часть почкообразных выростов была приурочена к апикальным участкам стенки бокала и средней части узкой его стенки.

Аспекты тафономии. Практически все рассмотренные остатки скелетных форм кремниевых губок – гексактинеллиды фосфатизированы, порой в значительной степени. Некоторые из них впоследствии подверглись разрушению при транспортировке по поверхности осадка, частично растворены, фрагментированы или окатаны. Важно отметить, что процесс почкования у форм, достигших фазы активного размножения, был в достаточной мере кратким. Другими словами, по-видимому, процесс выделения почки и ее отделения от родительской формы был кратковременным и происходил на протяжении от нескольких часов до суток. Можно предположить, что причиной гибели, непосредственной или косвенной, рассматриваемых губок могло стать отравление этих эпибентосных сессильных сестонофагов фосфатными соединениями и/или цементацией их ирригационной системы этими соединениями. Процесс насыщения фосфатными соединениями поверхности осадка, фосфатизации расположенных на ней и над поверхностью осадка раковин, скелетов беспозвоночных, остатков морских позвоночных происходил селективно и достаточно быстро, в пределах первых часов.

Проявление модульной организации. В результате предполагаемого незавершенного почкования заметно видоизменился габитус некоторых представит

телей семейства вентрикулитид [2]. Среди губок, скелет которых представлял конический бокал с широким и равномерным отворотом (*Ventriculites*), вероятно, сформировались формы, в строении которых доминировала широкая горизонтальная площадка отворота стенки при очень небольшом диаметре оскулюма (*Contubernium*). Именно на широкой площадке отворота расположены многочисленные субмодули – конические почкообразные выросты с «субоскулярным» отверстием и цилиндрической полостью. Субмодули расположены субконцентрически по всей поверхности отворота стенки (парагастральная поверхность) и не сопряжены с центральной парагастральной полостью и ирригационной системой, развитой в стенке скелета губки. Среди представителей типового вида *Contubernium ochevi* (Perv., 1998) количество субмодулей на парагастральной поверхности отворота увеличивается, вероятно, в онтогенезе форм: с возрастанием диаметра отворота увеличивается и количество субмодулей – от 15–20 до 50–60.

Немногочисленные формы, в строении которых субмодули (рассматриваемые как неотделившиеся почки), с сопряженными полостями и морфологически обособленные, известны как среди *Lychniscina* (*Contubernium*, *Columelloculus*) [2], так и среди *Hexactinina*. Среди них установлены формы с апикальным расположением субмодулей на поверхности скелета губки (*Contubernium*) и с периферическим, на дермальной поверхности стенки или стержня (*Columelloculus*). Подчеркнем, в последнем случае рассматриваются не просто формы с замершим почкованием, а некий результат тенденции в морфогенезе губок, размножавшихся, в частности, и почкованием, которая привела к формированию иных скелетных форм губок. Незавершенное почкование могло способствовать инициированию былых почек, субмодулей, в строение скелета губок при сопряженном изменении собственно исходного скелета исходного организма. При этом существенно изменилась и организация организма – это уже не просто унитарный (одиночный) организм, а нечто иное. Данные формы описываются как перифронтальные (словосочетание от: *peri* (греч.) – вокруг, возле и *frons/frontis* (лат.) – лоб) и предлагается рассматривать их среди первичных представителей модульных форм губок [5].

Литература

1. Певушов Е.М. Позднемеловые скелетные гексактинеллиды России. Часть II. Морфология и уровни организации. Семейство *Ventriculitidae* (Phillips, 1875), partim; семейство *Coeloptychiidae* Goldfuss, 1833 – (*Lychniscosa*); семейство *Leptophragmidae* (Goldfuss, 1833) – (*Hexactinosa*) / Отв. ред. докт. геол.-минер. наук В.Г. Очев. Саратов: Научная книга, 2002. 274 с., ил.
2. Певушов Е.М. Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья // Тр. НИИГеологии Саратовского государственного университета. Саратов: Колледж, 1998. Т. 2. 168 с.; с ил., 29 фототабл.

3. Ересковский А.В. Проблема колониальности, модулярности и индивидуальности губок и особенности их морфогенезов при росте и бесполом размножении // Биология моря. 2003. Т. 29, № 1. С. 3–12.
4. Ересковский А.В. Сравнительная эмбриология губок (Porifera). СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2005. 304 с.
5. Первушов Е.М. О модульной организации губок // Материалы всероссийского совещания «200 лет Отечественной палеонтологии (Москва, 20–22 октября 2009 г.)». Российская академия наук, Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка / Под ред. И.С. Барскова, В.М. Назаровой. М.: ПИН РАН, 2009. С. 99.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ БЕНТОСА И ПАЛИНОМОРФ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КРАЕВОЙ ЗОНЫ РАННЕМЕЛОВОГО БАССЕЙНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ СКВ. ВОСТОК-4)

Е.Б. Пещевицкая, О.С. Урман, Б.Н. Шурыгин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Скважина Восток-4 расположена на крайнем юго-востоке Западной Сибири в верховьях р. Кеть (рис. 1). Нижнемеловая толща, отнесенная к куломзинской и тарской свитам, в этом разрезе залегает на верхнеюрских отложениях с существенным стратиграфическим несогласием. В керне из этой толщи обнаружены ракушняковые скопления макро- и микрофауны, а также обильные палинокомплексы (рис. 2). Известные из нижнего мела юго-востока Западной Сибири палинокомплексы ранее позволяли датировать отложения лишь с точностью до яруса [7, 10 и др.]. Комплексы макро- и микробентоса представлены здесь специфическим набором таксонов, которые также не дают датировок точнее подъяруса. Проведенные комплексные исследования позволили реконструировать трансгрессивно-регрессивные события в краевой зоне палеобассейна и предложить более детальное расчленение разреза нижнего валанжина.

Основой для исследования послужила коллекция образцов из керна скв. Восток-4. Лабораторная подготовка образцов на палинологический анализ включала обработку плавиковой кислотой и пирофосфатом натрия. Тяжелая кадмиевая жидкость (CdI⁺+KI) с у.в. 2,25 использовалась для удаления тяжелой фракции. В качестве биостратиграфической основы для расчленения разреза использовались схемы по моллюскам и палиноморфам, разработанные ранее для Бореальной области [3, 8], и анализ литературных данных. Для реконструкции палеообстановок учитывались принципы анализа катен бентоса и палеоэкологические характеристики макробентоса [1, 4, 5 и др.] и палиноморф [2, 6, 7, 11 и др.], а также данные авторов по нижнему мелу Сибири.

В изученном интервале разреза обнаружен комплекс макро- и микробентоса, характерный для нижнего мела. Из двустворок – это нижневаланжинские *Gryphaea borealis*, *Hartwellia superjrensis* (обильно) и ювенильная *Buchia keyserlingi* (уровень 1 551,15 м) – вид-индекс бухиа-зоны нижнего валанжина. Комплекс дополняют: *Proveniella ovalis*, *Lopatinia arctica*, *Grammatodon* ex gr. *schourovskii*, *Astarte veneriformis*

(в массовом количестве обычно встречаются в нижнем валанжине), *Hiatella hatangensis*, *Liostrea* ex gr. *anabarensis*, *Arctotis* ex gr. *anabarensis*, *Anomia* sp. и др. Обильны гастроподы: *Calliomphalus elegans* (характерны для нижнего валанжина), *Sulcoactaeon* ex gr. *canalicularis*, *Khetella* ex gr. *ventrosa*, *Euspira gerassimovi*, которые, как и остракоды, образуют иногда моновидовые скопления, чередующиеся со скоплениями филлопод. Валанжинский возраст подтверждается и по палиноморфам. Выделены слои с *Hepatiacea*, *Selaginella granata* и слои с *Foraminisporis asymmetricus*, *Laevigatosporites* sp. (рис. 3). Присутствие стратиграфически важных таксонов (*Foraminisporis asymmetricus*, *Laevigatosporites* sp.) позволяет проводить сопоставление с палиностратонами севера Сибири (рис. 3), хотя в целом палинокомплексы из скв. Восток-4 отличаются повышенным количеством пыльцы голосеменных растений, особенно *Classopollis* и *Taxodiaceae*.

Судя по характерным ориктоценозам двустворчатых (*Anomia*, *Gryphaea*, *Liostrea*, *Proveniella*, *Hartwellia*) и брюхоногих моллюсков (*Calliomphalus*, *Sulcoactaeon*, *Euspira*, *Khetella*), монотаксонным скоплениям остракод и филлопод, а также по доминированию среди микрофитопланктона празинофитов (3–9%, *Leiosphaeridia*) и присутствию пресноводных форм (1–3%; *Schizosporis*, *Ovoidites*), изученные отложения формировались в прибрежной краевой зоне палеобассейна, где в связи с трансгрессивно-регрессивными флуктуациями реккурировали фации прибрежного мелководья, лагун и подводного вала (см. рис. 2). По составу фауны и микрофитопланктона выделяются два этапа: 1) регрессивный, с первой более стабильной фазой; 2) трансгрессивный. В течение первого этапа эпизоды трансгрессий характеризуются ассоциациями таксонов арктицид, гастропод и остракод, типичных для лагунных обстановок. Во время регрессий сокращались связи лагуны с открытым бассейном и изменялся солевой режим, о чем свидетельствуют массовые скопления филлопод. В трансгрессивные фазы в сообществах макрофауны

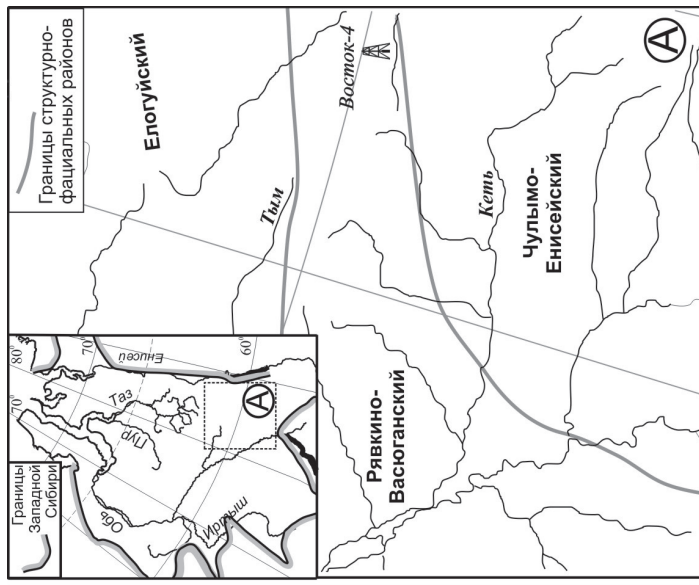


Рис. 1. Фрагмент схемы районирования нижнего мела Западной Сибири и местонахождение скв. Восток-4

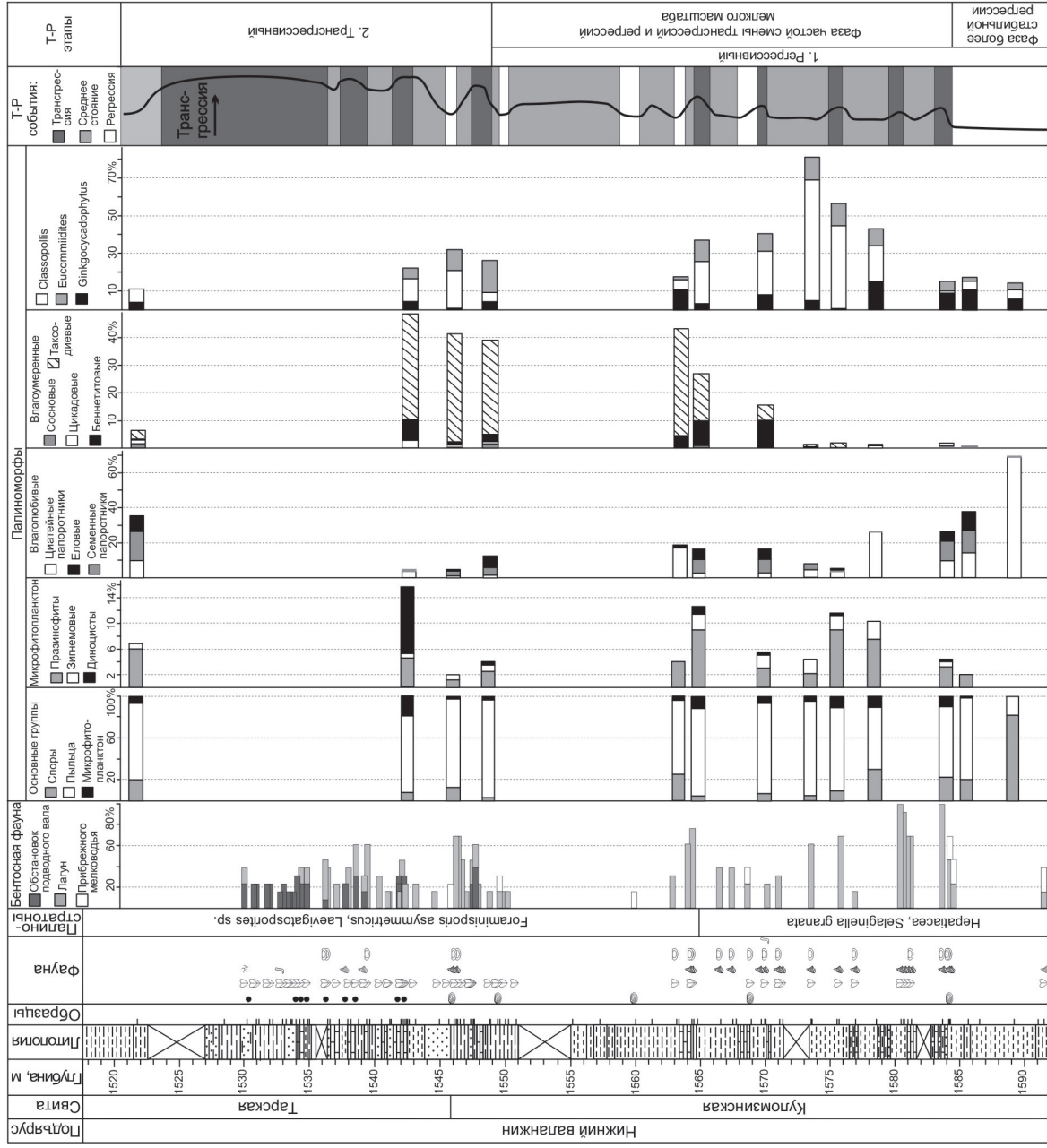
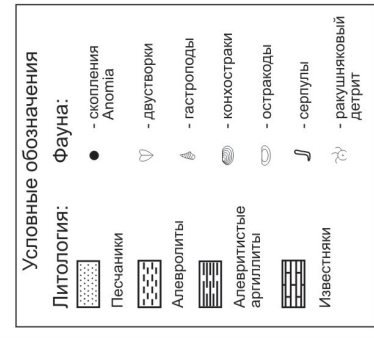


Рис. 2. Разрез нижнего валанжина в скв. Восток-4 и распространение фауны и палиноморф, отражающее трансгрессионо-регрессионные тренды

Ярус Полюс	Бореальный зональный стандарт [3]	Палино- стратона севера Сибири [8]	Палино- стратона	Характерный палинологический комплекс	Стратиграфически важные признаки		
Валанжин Нижний	Siberites ramulicosta	Cicatricosisporites australiensis, Cicatricosisporites dorogensis, Foraminisporis daltui (СПК 3)	Foraminisporis asymmetricus, Laevigatosporites sp.	СПОРЫ (3–25%). ЗН- <i>Cyathidites minor</i> (1–10%); МЛ- <i>Leiotriletes</i> spp. (1–4%), <i>Cyathidites australis</i> (1–4%), <i>Leptolepidites proxigranulatus</i> (1–3%), <i>Foraminisporis</i> spp. (1–4%); СП- <i>Stereisporites psilatus</i> , <i>S. antiquasporites</i> , <i>Foraminisporis wonthaggiensis</i> , <i>F. Asymmetricus</i> , <i>Densoisporites velatus</i> , <i>D. microrugulatus</i> , <i>Leptolepidites verrucatus</i> , <i>Selaginella utriculosa</i> , <i>S. granata</i> , <i>Neoraistrickia suratensis</i> , <i>N. trichosa</i> , <i>Lycopodium-sporites australoclavatioides</i> , <i>Dictyophyllidites</i> spp., <i>Biretisporites</i> spp., <i>B. spectabilis</i> , <i>Eboraciasporites</i> spp., <i>Eboracia granulosa</i> , <i>Todisporites minor</i> , <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Gleicheniidites senonicus</i> , <i>Clavifera</i> spp., <i>Trilobosporites</i> spp., <i>Klukisporites</i> spp., <i>Laevigatosporites</i> sp. ПЫЛЬЦА (71–93%). Д- <i>Classopollis</i> spp. (7–27%), <i>Taxodiaceae</i> (10–50%); СД- <i>Eucommiidites</i> spp. (6–17%), <i>Bennettitaceae</i> (1–21%), <i>Coniferales</i> (5–13%), <i>Pseudopicea</i> spp. (3–13%); ЗН- <i>Piceapollenites</i> spp. (3–9%), <i>Ginkgocycadophytus</i> spp. (4–11%); МЛ- <i>Sequoiapollenites</i> spp. (2–5%), <i>Cycadopites</i> spp. (1–3%), <i>Alisporites</i> spp. (2–4%), <i>Psophosphaera</i> spp. (1–4%); СП- <i>Protoconiferus</i> spp., <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Piceapollenites valanjunicus</i> , <i>Podocarpidites</i> spp., <i>P. Multesimus</i> , <i>P. luteus</i> , <i>Podocarpus unicus</i> , <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Vitreisporites pallidus</i> , <i>Callialiasporites dampieri</i> , <i>Sciadopityspollenites</i> spp., <i>Araucariacidites</i> spp., <i>Gnetaceapollenites</i> spp; МИКРОФИТОПЛАНКТОН (3–12%). МЛ- <i>Leiosphaeridia</i> spp. (2–9%), редко <i>Jansonia</i> sp. (1–8%); СП- <i>Sargarella lenaensis</i> , <i>Tasmanites</i> spp., <i>Schizosporis</i> spp., <i>Ovoidites</i> spp., <i>Veryhahium</i> sp., диноцисты проксиматые, <i>Fromea</i> sp., <i>F. laevigata</i> , <i>F. fragilis</i> , <i>Pareodinia</i> sp.	Появление <i>Foraminisporis asymmetricus</i> Появление <i>Clavifera</i> spp Появление <i>Laevigatosporites</i> sp.		
	Euryphychites asterpychus				Слой с <i>Rousseisporites</i> spp., Cicatricosisporites minimastricus, Pilosisporites spp., Ornamentifera granulata (СПК 2)	Процентное соотношение спор и пыльцы сильно варьирует, 6–33% и 56–89% соответственно. СПОРЫ. Д- <i>Leiotriletes</i> spp. (2–49%), <i>C. australis</i> (2–84%); ЗН- <i>Cyathidites minor</i> (2–8%), <i>Densoisporites velatus</i> (1–9%); МЛ- <i>Biretisporites</i> spp. (1–5%), <i>Stereisporites psilatus</i> (1–5%), <i>Concavisporites junctum</i> (1–3%); СП- <i>Stereisporites psilatus</i> , <i>Hepatiaaceae</i> , <i>Densoisporites velatus</i> , <i>D. microrugulatus</i> , <i>Hymenozonotriteles bicycla</i> , <i>Selaginella granata</i> , <i>S. utriculosa</i> , <i>Leptolepidites proxigranulatus</i> , <i>L. verrucatus</i> , <i>Neoraistrickia suratensis</i> , <i>N. trichosa</i> , <i>Todisporites minor</i> , <i>Dictyophyllidites</i> spp., <i>Eboraciasporites</i> spp., <i>Gleicheniidites circinidites</i> , <i>Klukisporites variegatus</i> , <i>Trilobosporites valanjunicus</i> , <i>Verrucosisporites</i> spp. ПЫЛЬЦА. Д- <i>Coniferales</i> (23–25%), <i>Classopollis</i> spp. (5–60%), <i>Eucommiidites</i> spp. (2–28%); СБ- <i>Ginkgocycadophytus</i> spp. (8–15%); <i>Bennettitaceapollenites</i> spp. (1–10%); ЗН- <i>Piceapollenites</i> spp. (5–7%), <i>P. valanjunicus</i> (2–3%), <i>Pseudopicea</i> spp. (6–10%), <i>Taxodiaceae</i> (4–8%), <i>Psophosphaera</i> spp. (1–11%); МЛ- <i>Alisporites</i> spp. (2–4%), <i>Protopicea</i> spp. (2–3%); СП- <i>Protopodocarpus</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Podocarpus unicus</i> , <i>Quadraeculina limbata</i> , <i>Dipterella oblatinoides</i> , <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Vitreisporites pallidus</i> , <i>Protoconiferus</i> spp., <i>Sequoiapollenites</i> spp., <i>Cycadopites</i> spp., <i>Callialiasporites dampieri</i> . МИКРОФИТОПЛАНКТОН (2–12%). ЗН- <i>Leiosphaeridia</i> spp. (1–7%); СП- <i>Tasmanites</i> spp., <i>Schizosporis</i> spp., <i>Ovoidites</i> spp., диноцисты проксиматые, <i>Fromea</i> spp., <i>F. fragilis</i> , <i>Pareodinia</i> spp.	Увеличение количества <i>Pinuspollenites</i> и <i>Piceapollenites</i> , на фоне значительного количества мешковой пыльцы хвойных древнего облика
	Euryphychites quadrifidus						Присутствие <i>Selaginella granata</i> Присутствие <i>Hepatiaaceae</i> Значительное количество <i>Taxodiaceae</i> Большое количество мешковой пыльцы хвойных древнего облика

Рис. 3. Палиностратона, выделенные в разрезе скв. Восток-4, и их характерные признаки (Д – доминанты, СБ – субдоминанты, ЗН – значительно, МЛ – мало, СП – сопутствующие)

многочисленны аномии, грифеи и лиостреи, иногда обильны арктотисы (особенно в верхней части разреза), процветавшие в условиях хорошей аэрации и активной гидродинамики при достаточном прогреве вод. Трансгрессивные эпизоды обеих этапов характеризуются появлением диноцист в составе микрофитопланктона (рис. 2).

Состав спорово-пыльцевых ассоциаций свидетельствует о жарком, аридном климате, возможно, с развитой сезонностью, когда засушливые периоды чередовались с более влажными. На это указывает значительное количество плаунов и папоротников одновременно с широким развитием цикадовых, беннеттитов, таксодиевых и других голосеменных растений, адаптационные возможности которых позволяли переносить засушливые периоды (рис. 2).

В начале первого этапа во время регрессии на обрамляющих участках суши, вероятно, были развиты плоские низменности, местами заболоченные, что нашло отражение в составе палинологических спектров, в которых доминируют споры и пыльца влаголюбивых растений (см. рис. 2). Ландшафт был достаточно однообразным, о чем свидетельствует небольшое разнообразие наземной растительности, представленной в основном циатейными и древними голосеменными папоротниками. В дальнейшем при трансгрессиях и регрессиях ландшафты, по-видимому, часто изменялись, что отражается в смене количественного соотношения компонентов палиноспектров. Пониженные, более увлажненные участки суши смещались в зоны более дифференцированного рельефа: состав влаголюбивых растений более разнообразен, добавляются споры схизейных, осмундовых и глейхениевых папоротников, плауновидных (см. рис. 2). На втором

этапе во время трансгрессий большая часть пониженных участков, видимо, затапливалась. Прибрежные участки суши представляли собой холмистые равнины и возвышенности, которые, в условиях аридного климата, заселялись растениями, способными переносить периоды засухи (см. рис. 2).

Детальная реконструкция трансгрессивно-регрессивных событий подтверждает биостратиграфические выводы. Для нижней части разреза установлены характерные трансгрессивно-регрессивные флуктуации, а для верхней части слоев с *Foraminisporis asymmetricus*, *Laevigatosporites* sp. реконструирован более стабильный трансгрессивный тренд. Близкая ситуация наблюдается для верхней части слоев с СПК2 и слоев с СПК3 в Усть-Енисейском районе [9]. Сходная картина трансгрессивно-регрессивных событий в изученном разрезе с учетом стратиграфически важных признаков позволяет проводить сопоставление с палиностратонами нижнего мела севера Сибири [8] и, соответственно, более точно установить стратиграфическое положение изученного интервала куломзинской и тарской свит в скв. Восток-4, определив его как верхнюю часть нижнего валанжина, зоны quadrifidus-ramulicosta (см. рис. 3). В заключение отметим, что в результате детальной реконструкции латеральной последовательности ассоциаций бентоса в краевой части палеобассейна установлена зона распространения весьма своеобразных лагуно-морских фаций, специфика осадконакопления в которой, по-видимому, не совсем соответствует сложившимся в литературе представлениям об условиях формирования куломзинской и тарской свит.

Грант РФФИ № 09-05-00645, 09-05-00136. Программы РАН № 15, 17.

Литература

1. *Бейзель А.Л.* Позднеюрские и раннемеловые гастроподы севера Средней Сибири. М.: Наука, 1983. 95 с.
2. *Жизнь растений*: В 6 т. М.: Просвещение, 1978. Т. 4. 656 с.
3. *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др.* Бо-реальный зональный стратотип и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–957.
4. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики (по двустворчатым моллюскам). Новосибирск: Наука, 1978. 206 с.
5. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 97–107.
6. *Лебедева Н.К.* Биофациальный анализ верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района по палиноморфам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 81–97.
7. *Маркова Л.Г.* История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М.: Недра, 1971. 100 с.
8. *Пецевичкая Е.Б.* Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 11. С. 1210–1230.
9. *Пецевичкая Е.Б., Хафаева С.Н.* Палеофациальный анализ нижнемелового разреза скв. Северо-Вологодчанская 18 (Западная Сибирь) по фораминиферам и палиноморфам // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу Геология и геофизика. 2008. Т. 49, вып. 10–11. С. 273–279.
10. *Решение 5-го межведомственного стратиграфического совеща-ния по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины* (Тюмень, 1990). Тюмень, 1991. 54 с.
11. *Abbink O.A.* Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. Utrecht: LPP Foundation, 1998. 192 p. (LPP Contribution Series. № 8).

МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

С.П. Плетнев

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор, длиной более чем 1 200 км, разделяет Восточно-Марианскую котловину на впадины: Пигафета и Сайпан. На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке – с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов.

В течение 2000–2010 гг. при участии автора были проведены геологические исследования Магеллановых гор с борта нис «Геленджик» с отбором каменного материала драгами и погружными буровыми установками.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезокайнозоя и в нем установлены три структурно-формационных яруса.

Нижний сложен вулканитами (толеиты, океаниты, плагиобазальты) и встречен до глубин 3 000 м от дна. Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды. Они залегают в виде лавовых потоков выше 3 000 м. Возраст горных сооружений исследуемого района оценен как позднеюрский – раннемеловой [1]. Это хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Абсолютный возраст базальтов на Магеллановых горах изменяется от барремского до сантонского [3]. Наиболее древние базальты (120 млн лет) определены на гайоте Ита-Май-Тай, а молодые (86,2 млн лет) – на западном склоне гайота Федорова. Наши биостратиграфические исследования показали, что на этих гайотах встречены и более древние

осадочные образования, чем указанные магматические породы. Третий ярус сложен осадочными породами позднего мела и кайнозоя, среди которых и обнаружены ископаемые организмы. В результате литолого-палеонтологического (фораминиферы, известковый нанопланктон, кораллы, малакофауна, аммоноидеи и белемниты) анализа установлены следующие возрастные комплексы: апт-сеноманский, сантон-маастрихтский, верхнепалеоцен-эоценовый, средне(?)-, верхнемиоценовый. Рыхлые осадки сформированы в плиоцен-четвертичное время.

Апт-сеноманский комплекс представлен рифогенными (биогермные, органогенно-обломочные, оолитовые), нанофораминиферовыми известняками и вулканическими турбидитами (вулканомиктовые брекчии, песчаники и алевролиты). Рифогенные известняки Магеллановых гор менее развиты по сравнению со Срединно-Тихоокеанскими подводными горами, где скважиной 866 ODP на гайоте Резолюшен вскрыт 1620-метровый разрез баарем-аптских рифовых фаций. В западной части они наиболее представительны на гайоте Ильичева, а в восточной – на гайоте Федорова. На последнем они образуют сплошное кольцо, в пределах которого установлены отложения фаций кольцевого рифа, аванрифа и лагуны. Состав пород разнообразен, с резким преобладанием биогермных и органогенно-детритовых известняков. Среди них присутствуют фрагменты кораллов, мшанок, криноидей, рудистов, сцементированных пелагическим известняком. Микритовые и оолитовые



Рис. 1. Положение гайотов на Магеллановых горах и плато Маршалловых островов

известняки представляют фации лагун. Апт-альбские планктонные фораминиферы с участием *Claviblowiella* cf. *C. saundersi* (Bolli), *Planomalina buxtorfi* Gandolfi, *Hedbergella globigerinoides* (Subbotina), *Clavihedbergella* cf. *C. subcretacea* (Tappan), *Ticcinella* cf. *T. primula* Luterbacher встречаются в органогенно-обломочных известняках на гайотах Ига-Май-Тай, Ильичева, Коцебу и песчаниках на Бутакове. В этих породах выделен представительный комплекс бентосных фораминифер (*Pattellina subcretacea* Cushman et Alexander, *Orithostella* cf. *O. australiana* Scheibnerova, *Anomalinoides* cf. *A. indica* Sastry, *Dorothia trochoides* (Marsson), *Lagena* sp.), экологический состав которого свидетельствует о седиментации в условиях шельфа. В известняках гайота Грамберг установлен комплекс планктонных фораминифер (*Hedbergella delrioensis* (Garsey), *H. gorbachikae* Longoria, *H. trocoidea* (Gandolfi), свидетельствующий об альбском возрасте этих пород.

Присутствие на гайоте Федорове кораллов рода *Placosmilia*, *Montlivaltia* (стА), отдельных видов *Amphiastrea yabei* Eguchi, *Mesomorpha chaetetoides* Trauth (определения Т.А. Пуниной ДВГИ ДВО РАН) указывает, что эти породы формировались не позже апта и в мелководной зоне рифой экосистемы.

Наиболее часто в этом возрастном диапазоне встречаются породы сеномана. Они отмечены на большинстве гайотов и представлены пелагическими известняками и эдафогенными брекчиями. Обилие раковин планктонных фораминифер, видовое разнообразие и хорошая сохранность позволяет уверенно сопоставить их с биоценозным комплексом *Rotaliroga cushmani* по шкале Блоу. Здесь же обнаружены бентосные фораминиферы с участием *Anomalinoides rubiginosus* (Cushman), *Osangularia plummerae*

Brotzen, *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Lenticulina spisso-costata* (Cushman), *Cibicidoides* sp., *Florilus* sp., которые могли обитать на внешнем шельфе-верхней батиали. К сеноманскому времени отнесено и образование уплотненные глины гайотах Паллада, Говорова и Геленджик, возраст которых ранее не был известен. По планктонным фораминиферам и радиоляриям (определения О.А. Смирновой) они формировались в условиях аноксии в среднем сеномане.

Сантон-маастрихтский возрастной комплекс слагают рифогенные, пелагические известняки, эдафогенные брекчии, реже туфы и туффиты. Породы сантона-коньякского времени встречаются реже и они, как правило, содержат только остатки макрофауны. Рифогенные известняки сходны с апт-туронскими, но встречаются чаще, хотя на тех же гайотах Федорова и Ильичева. Рифогенные известняки на Федорове отличаются большим многообразием фациальных разновидностей с преобладанием каркасного типа. По внешнему виду они похожи на фации рифового ядра, так как кораллы и водоросли взаимнообрастают и формируют устойчивый каркас. В этих породах среди кораллов определены виды кампана – маастрихта: *Thamnasteria hiraigaensis* Eguchi, *Thamnasteria* sp., *Diplogyra lamellosa* Eguchi и др. В цементе обнаружены планктонные фораминиферы с участием кампан-маастрихтских (*Schackoina multispinata* (Cushman et Wickenden), *Globotruncana contusa* (Cushman)) и маастрихтского вида-индекса зоны *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Эдафогенные брекчии пространственно связаны с известняками и имеют с ними фациальные переходы. Брекчии образуют небольшие покровы и присутствуют практически на всех морфологических элементах гайотов до глубин 3 000. Среди пород этого возраста по разным группам

органических остатков выделены временные интервалы формирования с более узким диапазоном (сантон – кампан, кампан, кампан – маастрихт, маастрихт), хотя по литологии они не различимы. Вулканокласты этого возраста установлены на гайотах Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай и Бутакова. Представительные комплексы планктонных фораминифер кампанского возраста (*Globotruncana arca* (Cushman), *Gtr. stuarti* (Lapparent), *Gtr. plummerae* (Gandolfi), *Rosita fornicata* (Plummer) и др.) выделены на гайоте Федорова и Альбе (*Globotruncana coronata* Bolli, *G. arca*, *G. stuarti*, *G. rosetta* (Garsey), *Heterohelix reussi* (Cushman) и др.). Пелагические известняки на гайоте Говорова содержат раковины планктонных фораминифер с участием *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Gtr. stuarti*, *Globotruncana ventricosa* (White), указывая на кампан-маастрихтский возраст породы. Маастрихтская фауна фораминифер (зона *Abathomphalus mayaroensis*) найдена на гайотах Гордина, Ильичева, Скорняковой и Бутакова. Бентосные фораминиферы кампан-маастрихтского времени на гайотах Бутакова, Федорова, Альба и Ита-Май-Тай по своему экологическому составу близки сеноманским и отражают условия близких к верхней батиали.

В комплексе пород **позднего палеоцена – эоцена** резко преобладают пелагические известняки и эдафогенные брекчии. Известняки образуют обширные покровные тела в верхней части гайотов и редко опускаются до глубин 2 600 м. Крупноалевритовая и песчаная фракции известняков почти нацело сложена раковинами планктонных фораминифер. Это позволило по ним выделить фауну, сопоставимую с биозональными комплексами позднего палеоцена, раннего, среднего позднего эоцена согласно шкале Блоу [2]. Однако и здесь трудно найти литологические признаки, позволяющие различать эти дробные биостратиграфические единицы в изученных известняках. Реже всего отмечаются отложения позднего эоцена, а олигоцен представлен только одним образцом в виде вулканического пепла на гайоте Ильичева. Неожиданным среди отложений этого возраста оказалось присутствие мелководных известняков с участием кораллов и малакофауны на гайотах западного (Альба, Паллада, Говорова, Пегас, Ильичева, Коцебу) и восточного (Федорова, Грамберга, Ита-Май-Тай, Геленджик, Бутакова) звена. В органогенно-обломочных известняках на гайоте Альба определен коралл *Astraeopora sphaeroidalis* Michelin эоценового возраста; на гайоте Федорова – палеоценовые кораллы с участием *Moltkia minima* Nierlsen, *Caryophyllina jasmundi* Wanner, *Graphularia quadrata* Wanner и на гайоте Геленджик – палеоценового коралла *Caryophyllia kongieli* Rozkowska. Среди вулканокластических пород этого возрастного диапазона на гайотах западного и восточного звеньев установлены туфы и туффиты верхнего палеоцена, нижнего и среднего эоцена.

Средне(?)-, верхнемиоценовые отложения (зоны *Globorotalia acostaensis*, N16 и *Globorotalia*

humerosa, N 17) встречаются обычно на 2-3 станциях наиболее изученных гайотов. На Альбе они формируют вулканические конусы, сложенные щелочными базальтоидами, туфами и туффитами с тонкими прослоями известняков. Туффиты этого возраста также были опробованы на гайоте Федорова, неплотные известняки – на гайотах Федорова, Грамберга, Ита-Май-Тай, Паллада и Говорова. Позднемиоценовые фораминиферы с участием *Globigerina nepenthes* Todd, *Globorotalia acostaensis* Blow. *Globigerinides obliquus* Bolli и др. часто встречаются в рудных корках. Среди бентосных фораминифер на гайоте Федорова определены *Favocassidulina* sp., *Ehrenbergina* sp., *Cibicides refulgens* Montfort, *Cassidulina subacuta* (Gudina). Такой состав бентоса свидетельствует, что он обитал в батинальных условиях и на глубинах, уже близких современным.

Плиоценовые планктонные фораминиферы (зоны *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia tosaensis*, N20-N21) обнаружены на гайоте Геленджик в туффитах вулканических конусов, на гайоте Ита-Май-Тай – в планктоногенных известняках, а на гайоте Грамберга – в эдафогенных брекчиях. Вершинное плато и ступени гайотов покрывают рыхлые плейстоценовые (биозона *Globorotalia truncatulinoides*) осадки.

1. Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры – мела, когда в результате деформации океанической плиты ее отдельные блоки начали воздыматься на 3 000–3 500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние, и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте – раннем палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообразованием.

2. На основе литологии, соотношения мелководных и пелагических трассеров установлены трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессии (поздний Альб – сеноман, поздний кампан – средний маастрихт, поздний палеоцен-эоцен, поздний кайнозой) и регрессии (апт, коньяк – сантон, поздний маастрихт – ранний палеоцен) контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления, а в мелу возникают даже перерывы седиментации.

3. В конце эоцена (?) – олигоцене имело место существенное погружение гайотов, сопровождавшееся размывом ранее сформированных осадочных пород. Олигоценый фораминиферовый хиатус фиксируется на всех гайотах Магеллановых гор. Пелагическая седиментация на гайотах возобновляется в миоцене, но уже в более глубоководных условиях, чем ранее.

4. Помимо мелового этапа эпохи вулканической активности фиксируются по присутствию туфов и туффитов в среднем эоцене и миоцене на гайотах Федорова, Грамберга, Ита-Май-Тай и Альба.

Литература

1. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.М. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Плетнев С.П. Биостратиграфия отложений верхнего мезозоя и кайнозоя Магеллановых гор // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, вып. 10–11. С. 350–353.
3. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Scie. Let. 1998. Vol. 163. P. 53–68.

РАННЕОЛИГОЦЕНОВЫЙ ЭТАП В РАЗВИТИИ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В течение многих десятилетий накоплен значительный фактический материал по фораминиферам раннего олигоцена Западной Сибири. Все разрезы скважин, вскрывшие тавдинский горизонт, к которому приурочены эти фораминиферы, расположены в Зауралье и южной половине Западной Сибири (южнее широтного течения р. Оби). В это время бассейн кратковременно был связан с южными морями через Тургайский пролив и пролив на северном Урале. Северная половина Западной Сибири совместно со всей территорией Арктики с начала олигоцена была подвергнута восходящим тектоническим движениям. Это привело к обмелению и разобщению Западно-сибирского и Канадского бассейнов и расширению пролива между Гренландией и Норвегией. Как было описано ранее [1], известковые секретионные фораминиферы в большей степени проникли в Западно-сибирский бассейн из Атлантического океана через обмелевший и уже прогреваемый Арктический бассейн и далее пролив на Северном Урале. Следовательно, был возможен северный путь миграции раннеолигоценовых фораминифер в пределы западносибирского бассейна. Об этом можно судить по систематическому составу, в котором присутствуют в основном американские виды бентосных и планктонных форм. Подобные фораминиферы отсутствуют в эоцене и олигоцене Казахстана. Комплексы фораминифер тавдинской свиты одноименного горизонта довольно разнообразны по составу, но имеются общие виды, выделенные в качестве видов-индексов – *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman) и *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery) [2]. Оба вида, как и многие другие, известны из восточной части Северной Америки, проникшие в Западно-Сибирский бассейн северным путем [1].

Наиболее характерны планктонные фораминиферы, из которых определены: *Globorotalia* aff. *kugleri* Bolli, *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *P. anguliofficialis* (Blow), *Turborotalia perfecta* Podobina, *Globanomalina micra* (Cole), *G. barbadoensis* (Blow), *Globigerina ouachitaensis* Howe et Wallace, *G. ouachitaensis* Howe et Wallace *gnaucki* Blow et Banner, *G. praebulloides* Blow, *G. galavisi* Bermudez *lucida* Podobina, *G. angustiumbilitata* Bolli, *G. ampliapertura* Bolli, *G. angiporoides* Hornibrook, *G. senilis* Bandy, *G. prasaepis* Blow, *G. officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina. Наряду с планктонными встречены известковые бентосные раковины видов *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, *C. borislavensis* Aisenstat, *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cushman), *Nonionellina oligocenica* (Cushman et McGlamery), *N. ovata* (Brotzen), *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery), *E. advenum* (Cushman), *Criboelphidium perrarum* Uschakova, *C. differensapertio* Uschakova, *C. parainvolutum* Uschakova, *C. rischtanicum* (N. Bykova), *Elphidiella vergandia* Uschakova, *E. nitida* Podobina, *E. cosmica* Uschakova, *Protoglobobulimina coprolithoides* (Andreae), *P. ovata* (Orbigny) и другие.

Комплекс фораминифер раннего олигоцена Западной Сибири характеризует зону *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Protononion decoratum*, занимающую большую часть разреза тавдинской свиты. В некоторых более полных разрезах центрального района Западной Сибири в самых низах тавдинской свиты прослеживается комплекс агглютинированных пиритизированных фораминифер и их ядер преимущественно родов *Reophax*, *Haplophragmoides* и *Ammomarginulina* [2].

Одним из последних изученных разрезов тавдинской свиты, где обнаружены раннеолигоценовые фораминиферы, является скв. 8 Русско-Полянской площади (ин. 159,35–87,60), расположенная южнее г. Омска (на границе с Казахстаном).

Образцы (70 шт.) на анализ из этой свиты присланы старшим геологом Ж.А. Доля из Омской геолого-разведочной экспедиции. Почти из каждого образца выделены единичные раковины фораминифер совместно с их многочисленными окремнелыми ядрами (псевдоморфозами). Систематический состав, степень сохранности этих форм указывает на их обитание в прибрежно-мелководной части Западно-сибирского бассейна.

Подробные сведения о систематическом составе ранее встреченных комплексов фораминифер и их сравнение с таковыми других регионов, в том числе и типовым разрезом рюпеля Бельгии, приведены в опубликованных работах [1, 2].

В данной статье даны краткие сведения по комплексу фораминифер из разреза скв. 8 Русско-Полянской площади. Прилагаются изображения наиболее характерных видов на трех палеонтологических таблицах (I–III).

В составе комплекса разреза скв. 8 преобладают кремнистые ядра планктонных и бентосных форм, но есть и хорошо сохранившиеся раковины. На основе всех изученных форм можно в целом представить видовой состав раннеолигоценового комплекса этого разреза: *Haplophragmoides deplexus* Podobina, *H. sp.*, *Trochammina gracilis* Lipman, *Quinqueloculina eoselene* Putrja, *Cibicides borislavensis* Aisenstat, *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman), *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery), *E. advenum* (Cushman), *Criboelphidium perararum* Uschakova, *C. parainvolutum* Uschakova, *C. rischtanicum* (N. Bykova), *Protoglobobulimina coprolithoides* (Andreae), *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk), *P. anguliofficialis* (Blow), *Globigerina officinalis* Subbotina *praesentata* Podobina, *Globanomalina micra* (Cole).

Необходимо отметить, что раковины зонального вида *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman) данного разреза (скв. 8) морфологически сходны с раковинами вида *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman), встречаемыми в пределах центрального района [2, таблица XLII, фиг. 3]. Раковины вида из Южного Зауралья [2, таблица XLII, фиг. 1-2] несколько отличны и возможно будут отнесены к другому виду, кото-

рый проник сюда из Северного Казахстана. В целом видовой состав комплекса сходен с видами комплекса центрального района, а также с североευропейскими (Бельгия) и североамериканскими видами.

Раннеолигоценовый этап в развитии фораминифер в пределах Западно-Сибирской провинции характеризуется совершенно отличающимся систематическим составом по сравнению с нижележащими палеооценовыми. Резкое изменение состава фораминифер, преобладание известковых секреторных форм на смену кварцево-кремнистым агглютинированным как в Западно-сибирской, так и в Канадской провинциях [3] указывает на изменение физико-географических и биомических условий существования во всей Арктической области.

Литература

1. *Подобина В.М.* Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Томский государственный университет, 2009. 432 с.
2. *Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с.
3. *McNeil D.H.* Foraminiferal zonation and biofacies analysis of Cenozoic strata in the Beaufort-Mackenzie Basin of Arctic Canada // Current Research, Part G. Geol. Survey of Canada. 1989. Vol. 89, 1A. P. 203–223.

Объяснения к палеонтологическим таблицам I–III

Все вышеприведенные экземпляры находятся в микропалеонтологическом отделе Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета. Образцы отобраны из отложений разреза морского палеогена скважины 8 Русско-Полянской площади, расположенной южнее г. Омска (на границе с Казахстаном). Тавдинский горизонт, нижний олигоцен, рюпельский ярус; ×100.

Экземпляры зарисованы с натуры художницей О.М. Лозовой: *a* – вид со спинной стороны или боковых сторон; *b* – вид с брюшной стороны; *v* – вид со стороны устья.

Таблица I

Фиг. 1. *Quinqueloculina eoselene* Putrja

Экз. № 3060; обр. 44, гл. 114,5–119,5 м (3,4 м начало керна).

Фиг. 2. *Cibicides aff. borislavensis* Aisenstat

Экз. № 3061; обр. 6, гл. 156,35–161,0 м (2,4 м начало керна).

Фиг. 3. *Cibicoides pseudoungerianus* (Cushman)

Экз. № 3062; обр. 8, гл. 156,35–161,0 м (0,4 м начало керна).

Фиг. 4, 5. *Elphidiella cosmica* Uschakova

Экз. № 3063; экз. № 3069; обр. 44, гл. 114,5–119,5 м (3,0 м начало керна).

Таблица II

Фиг. 1. *Criboelphidium cf. rischtanicum* (N. Bykova).

Экз. № 3065; обр. 45, гл. 114,5–119,15 м (1,9 м начало керна).

Фиг. 2. *Criboelphidium parainvolutum* Uschakova.

Экз. № 3066; обр. 44, гл. 114,5–119,5 м (3,0 м начало керна).

Фиг. 3–4. *Evolutononion decoratum* (Cushman et McGlamery).

3 – экз. № 3067; обр. 41, гл. 119,15–123,8 м (1,2 м начало керна).

4 – экз. № 3068; обр. 39, гл. 119,15–123,3 м (3,0 м начало керна).

Таблица III

Фиг. 1. *Globigerina prasaepis* Blow.

Экз. № 3069; обр. 6, гл. 156,35–161,0 м (2,4 м начало керна).

Фиг. 2. *Paragloborotalia postcretacea* (Mjatliuk).

Экз. № 3070; обр. 6, гл. 156,35–161,0 м (2,4 м начало керна).

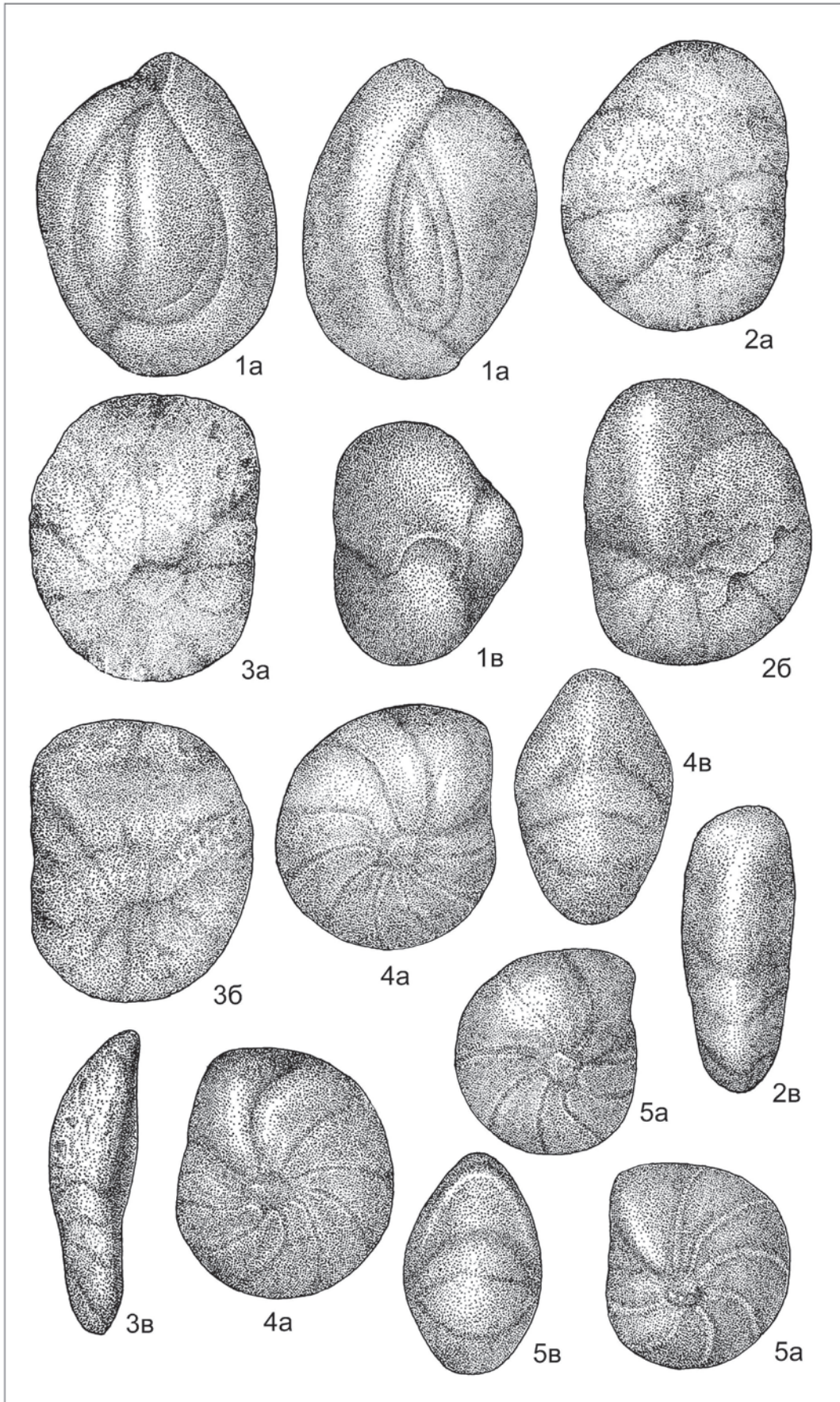
Фиг. 3. *Paragloborotalia anguliofficialis* (Blow).

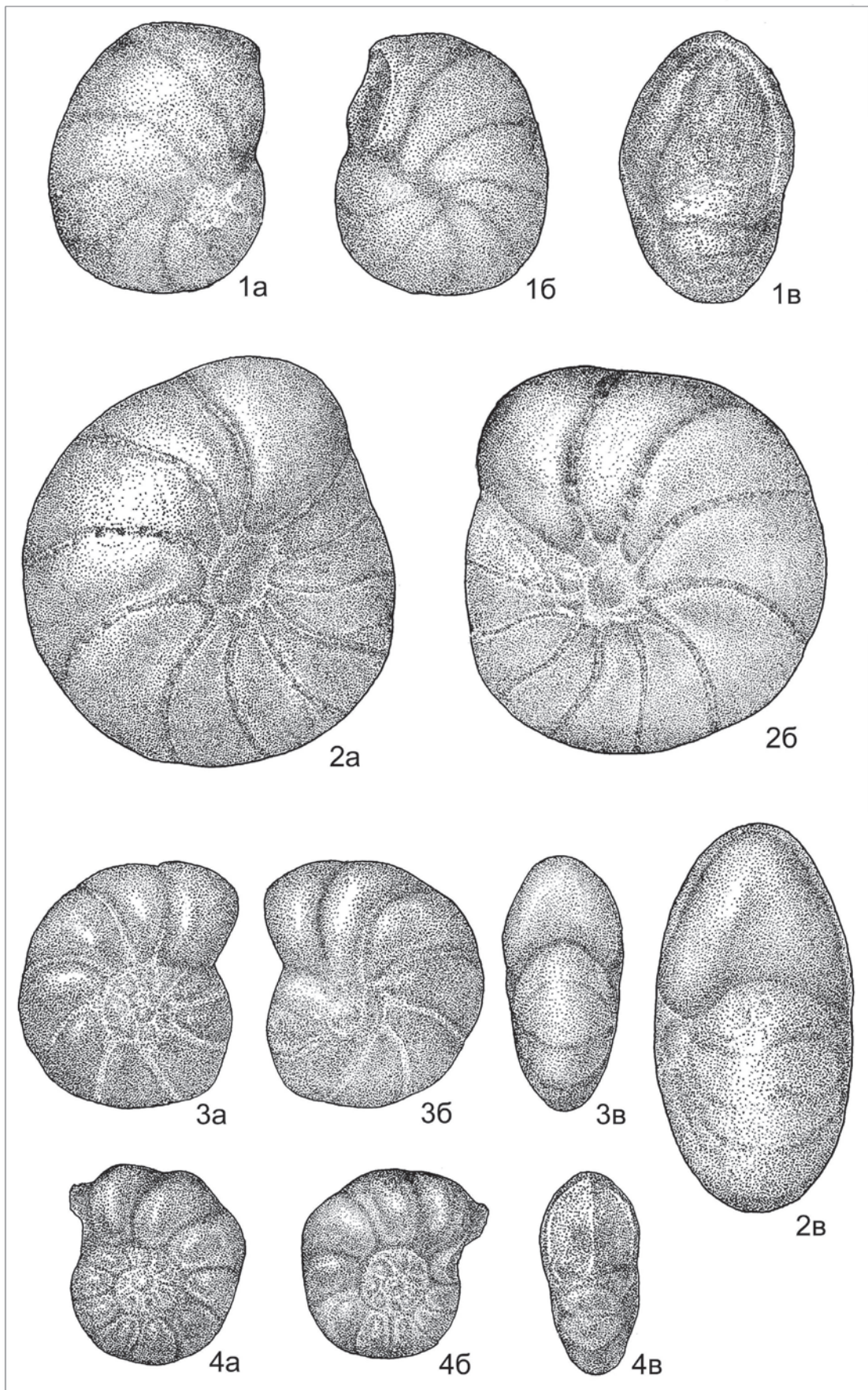
Экз. № 3071; обр. 44, гл. 114,5–119,15 м (3,0 м начало керна).

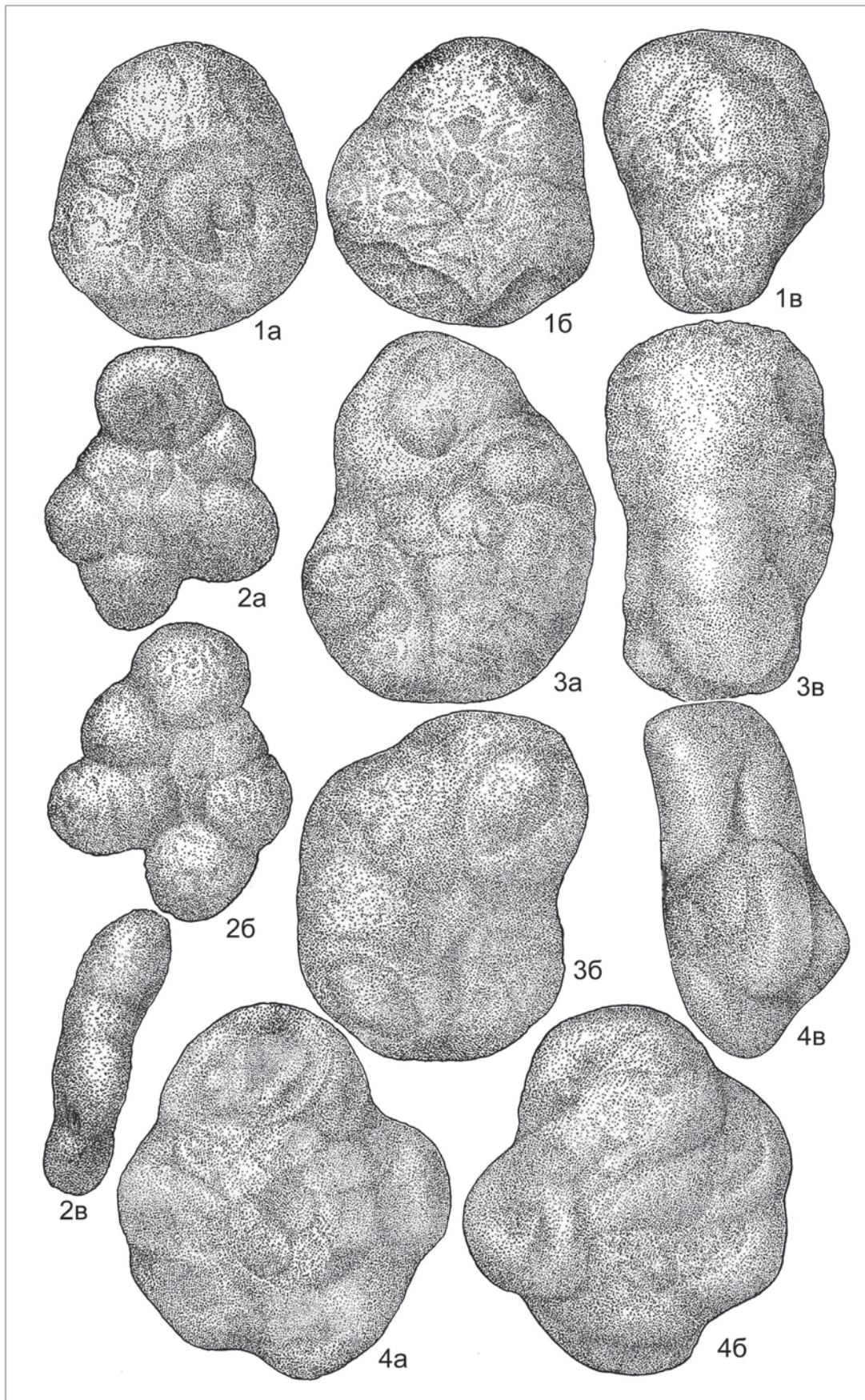
Фиг. 4. *Turborotalia aff. perfecta* Podobina.

Экз. № 3072; обр. 6, гл. 156,35–161,0 м (2,4 м начало керна).

Таблица I







ПОЗДНЕЮРСКИЕ ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ЗОНЫ БОРЕАЛЬНОГО И ТЕТИЧЕСКОГО ПОЯСОВ

В.М. Подобина, Г.М. Татъянин

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

При корреляции волжских – титонских отложений Бореального и Тетического поясов значительную трудность представляют сравнения бореальных и тетических фаун, отличающихся по систематическому составу (на уровне родов и семейств). Это связано не только с разными климатическими условиями, но и с тем, что огромные бассейны Бореального и Тетического поясов были охарактеризованы различными фаціальными обстановками: прибрежное мелководье открытого моря и лагуны, области внутреннего и внешнего шельфа, эпиконтинентальные впадины и желоба. Соответственно, такое многообразие сред обитания обусловило существование различных сообществ бентосных фораминифер. Другим важным фактором является различный ранг эндемизма. В сообществах фораминифер Тетического пояса преобладают эндемики высокого ранга (роды, семейства, отряды), тогда как в Бореальном поясе ранг эндемизма проявляется на уровне родов и видов, достигая в Арктической области исключительно видового уровня [1].

В. Гордон [2] выделил два типа фораминиферо-сообществ – «шельфовые», подразделенные им на три подтипа, и тетические, включающие две группы ассоциаций. В «шельфовом» типе В. Гордон выделял: 1 – нодозариидовый и нодозариидово-смешанный подтипы, 2 – подтип с преобладанием простых агглютинированных форм, 3 – подтип с секреторными бентосными фораминиферами, иными, чем в нодозариидовых ассоциациях первого подтипа. Тетические сообщества были подразделены В. Гордоном на ассоциации с преобладанием бентосных и планктонных форм.

В.А. Басов [3] выделил три типа фауны фораминифер, соответствующие широтно-климатическим и батиметрическим зонам: 1 – нодозариидово-аммодисцидовый – Арктический; 2 – нодозариидово-эпистоминидовый – Бореальный и суббореальный умеренно-тепловодный; 3 – цикламинидово-павонитинидовый (цикламинидово-пфендеринидовый) – тропический, приэкваториальный, характерный для Тетических акваторий.

За последние годы детальные исследования фораминифер из юрских разрезов Тетиса показали, что в приэкваториальных частях обитали по меньшей мере два типа фауны – цикламинидово-пфендеринидовый (собственно тетический) и нодозариидово-эпистоминидовый (бореальный) [4, 5]. Ареалы этих столь различных сообществ нередко граничили друг с другом. К.И. Кузнецова [5] в ка-

честве примера приводит разрезы титона Горного и Восточного Крыма, Португалии и Испании.

При корреляции зональных подразделений столь различных палеозоохорий существенное значение приобретают смежные районы, в которых выявлены фауны как южного, так и бореально-арктического типа. Одной из таких территорий является Днепровско-Донецкая впадина, которая располагается на стыке двух палеобиогеографических областей – Средиземноморской и Бореально-Атлантической. Д.М. Пяткова [6] в волжских отложениях данной впадины выделяет два различных по составу сообщества фораминифер. В разрезах северного борта развиты типично бореальные комплексы фораминифер, в том числе с видами-индексами, установленными для стратотипа волжского яруса, совместно с характерными волжскими аммонитами.

В нижнем подъярусе волжского яруса здесь выделены слои с *Lenticulina segregata* с наиболее характерными видами *Ammobaculites haplophragmoides* Furssenko et Poljenova, *Lenticulina segregata* K. Kuznetsova, *L. postkarlaensis* K. Kuznetsova, *L. sokolovi* K. Kuznetsova, *L. infravolgensis* (Furssenko et Poljenova), *L. hyalina* (Mjatljuk), *Marginulina nupera* K. Kuznetsova, *M. buskensis* Bielecka et Pożaryski, *Vaginulinopsis rectus* (K. Kuznetsova), *Citharina rari-costata* (Furssenko et Poljenova), *C. brevis* (Furssenko et Poljenova), *Epistomina gorodistchensis* (Dain). Выше залегают средневожские слои с *Lenticulina ornatissima* с характерными видами *Ammobaculites infravolgensis* Mjatljuk, *Flabellamina lidiae* Furssenko et Poljenova, *Lenticulina ornatissima* (Furssenko et Poljenova), *L. infravolgensis* (Furssenko et Poljenova), *L. kasanzevi* (Furssenko et Poljenova), *Marginulinopsis embaensis* (Furssenko et Poljenova), *Saracenaria pravoslavlevi* Furssenko et Poljenova, *Citharina virgatis* (Furssenko et Poljenova), *Geinitzinita nodulosa* (Furssenko et Poljenova), *Marginulina striatocostata* Reuss. Верхневожские отложения, к сожалению, остатков микрофауны не содержат и охарактеризованы макрофауной.

В центральной части Днепровско-Донецкой впадины в разрезах средневожского подъяруса присутствует сообщество фораминифер типично тетического состава, имеющее распространение в Крыму, на Кавказе, юге Франции, Италии [6–8]. Комплекс фораминифер представлен в основном бентосными известковыми секреторно-агглютинированными фораминиферами – многочисленными представителями рода *Charentia* (*Charentia ordinaria* Pjatkova, *C. majuscula* Pjatkova, *C. compacta* Pjatkova), а также известковыми

секреционными формами – *Quinqueloculina mitchurini* Dain, *Guttulina pseudocruciata* Dain, *G. dogieli* Dain, *Trocholina solecensis* Bielecka et Pożaryski, *Turrspirillina amoena* Dain и менее многочисленными лентикулинами и плануляриями.

Попытка сопоставления комплексов фораминифер центральной части Днепровско-Донецкой впадины и северного склона Кавказа показала близость родового состава этих сообщества за исключением рода *Charentia*. В разрезах по р. Терек в среднем подъярусе волжского яруса выделены *f*-слои с *Trocholina* ex gr. *solecensis* и *Nubecularia mazoviensis* [9]. В комплекс фораминифер входят *Spirillina* aff. *kübleri* Mjatluk, *S. italica* Dieni et Massari, *Turrspirillina* ex gr. *amoena* Dain, *Trocholina* ex gr. *alpina* (Leupold), *T.* ex gr. *nodosa* Seibold, *Nodosaria* sp., *Triplasia* sp., *Lingulina* sp., *Lenticulina* aff. *hyalina* Mjatluk, *L.* ex gr. *cultrata* Montfort, *L.* aff. *munsteri* Roemer, *Ophthalmidium* aff. *dilatatum* Paalzow, *Quinqueloculina* ex gr. *mitchurini* Dain, *Orbignynoides* sp., *Guttulina* sp. Кроме того, совместно с фораминиферами встречаются водоросли *Clypeina jurassica* Favre.

Новые данные по юрским и меловым фораминиферовым сообществам позволяют сопоставить на родовом уровне комплекс фораминифер центральной части Днепровско-Донецкой впадины с разнообразным сообществом фораминифер юго-восточной части Малого Кавказа [10]. Фораминиферовые сообщества тетического состава из титонских отложений Кафанского региона включают *Saccamina* sp., *Everticyclammina* ex gr. *virguliana* Koechlin, *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Melathrokerion spirialis* Gorbachik, *Stomatostoecha* sp., *Charentia evoluta* Gorbachik, *Textularia alexanderi* (Laliker), *Gaudryina bucowiensis* Cushman et Glazewski, *Lenticulina* sp., *Dentalina nana* Reuss, *Pseudonodosaria humilis* (Roemer), *Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold) и др. Вместе с раковинами фораминифер встречены также многочисленные остатки водорослей представителей родов *Triplarella*, *Marcoporella*, *Verticillorella*, описанных ранее французским исследователем М. Жаффрезо [11, 12] из пограничных отложений юры и мела Франции.

Весьма схожие фораминиферовые ассоциации встречены в разрезах титона – валанжина Балеарских островов [13], В известняках «urgonianas», распространенных на острове Ибиса (Ibiza), выделены и определены фораминиферовые комплексы с характерными титонскими видами *Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold), *Gaudryina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Nautiloculina* sp., а также текстулярииды и милиолиты. Интересным фактом является то, что совместно с фораминиферами также встречены многочисленные водоросли *Clypeina jurassica* Favre.

Анализ систематического состава фораминиферовых комплексов и установление видов-коррелянтов позволили провести четкую корреляцию волжских отложений в пределах всего Бореального пояса. Ранневолжские комплексы фораминифер Западной

Сибири надежно коррелируются с одновозрастными ассоциациями Приполярного Урала и Восточно-Европейской (Русской) платформы. Средневолжские комплексы фораминифер *F*-зоны *Spiroplectamina vicinialis* – *Dorothia tortuosa* прослежены от островов Канадского Арктического архипелага (формация Deer Bay) и Прибалтики в Европе через Западную Сибирь и Северную Камчатку (Корякское нагорье) до Аляски. В свою очередь надежно коррелируются ниже-средневолжские отложения Восточно-Европейской (Волжской) и Западно-Европейской (Портландской) провинций. Поздневолжские комплексы фораминифер *Ammodiscus veteranus*-*Evolutinella volosatovi* присутствуют в Западной Сибири, на севере Сибири и Арктических островах, Шпицбергене.

Выявлена возможность корреляции ниже-средневолжских – титонских отложений Бореального и Тетического поясов по фауне как южного, так и бореально-арктического типов, содержащейся в отложениях Днепровско-Донецкой впадины. Попытка сопоставления комплексов фораминифер центральной части Днепровско-Донецкой впадины, северного склона Кавказа и Кафанского региона Малого Кавказа показала близость родового состава этих сообществ.

Весьма схожие фораминиферовые ассоциации также встречены в разрезах титона – валанжина Балеарских островов. Сопоставление верхневолжского подъяруса с верхним титоном в настоящее время провести невозможно из-за отсутствия данных о находках видов-коррелянтов в комплексах верхнего волгия и титона.

Литература

1. Кузнецова К.И., Басов В.А., Вознесенский А.И. Фораминиферы терминальной юры и их зависимость от фациальных условий // Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле», 12–15 ноября 2001 г., Томск / Под ред. В.М. Подобиной. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 68–71.
2. Gordon W. Biogeography of Jurassic foraminifera // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, № 6. P. 1689–1704.
3. Басов В.А. О некоторых особенностях географического распространения фораминифер в юрском периоде // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 63–77.
4. Кузнецова К.И., Доброва М.Р. Эндемичные и космополитные сообщества фораминифер и остракод в среднеюрских бассейнах Сирии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 38–52.
5. Кузнецова К.И. Дифференциация фораминиферовых сообществ и динамика их систематического состава в юрское время // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 1. С. 36–48.
6. Пяткова Д.М. Фораминиферы кимериджского и волжского ярусов Днепровско-Донецкой впадины и их значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Киев: Институт геологических наук АН УССР, 1974. 19 с.

7. Кузнецова К.И. О критериях детально стратиграфии поздней юры по бентосным фораминиферам // Вопросы микропалеонтологии. 1977. Вып. 17. С. 68–76.
8. Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Борейального пояса по фораминиферам. М.: Наука, 1979. 125 с.
9. Макарьева С.Ф., Мацеева Т.В. О биостратиграфическом расчленении верхней юры северного склона Кавказа по фораминиферам // Вопросы микропалеонтологии. 1980. Вып. 23. С. 108–116.
10. Вознесенский А.И., Горбачик Т.Н., Кузнецова К.И. Юрский и меловой бассейны юго-восточной части Малого Кавказа: условия осадконакопления и комплексы фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 53–65.
11. Jaffrezo M. Les algues calcaires du Jurassique superieur et du Cretace inferieur des Corbieres // Rev. Micropaleontol. 1973. Vol. 16, № 2. P. 75–88.
12. Jaffrezo M. Les algues calcaires du Jurassique superieur et du Cretace inferieur des Corbieres // Rev. Micropaleontol. 1974. Vol. 17, № 1. P. 24–32.
13. Rangheard Y., Colom G. Sobre la edad de las calizas «urgonianas» de Ibiza (Baleares), comprendidas entre el Titónico y el Valanginiense // Notas y Comuns. Inst. Geol. Y Minero de España. 1965. № 77. P. 165–174.

ПРЕДСТАВИТЕЛИ СЕМЕЙСТВА AMMODISCIDAE REUSS, 1862 В КОМПЛЕКСАХ ФОРАМИНИФЕР ИЗ ОКСФОРДСКИХ И НИЖНЕКИМЕРИДЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.В. Полковникова

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Фораминиферы родов *Ammodiscus* Reuss, 1862; *Tolypammmina* Rumbler, 1895; *Glomospirella* Plummer, 1945 и *Glomospira* Rzehak, 1885 широко распространены в верхнеюрских отложениях Томской области (центральная и юго-восточная часть Западной Сибири).

Недостаточная изученность оксфордских *Tolypammmina svetlanae* Dain объясняется, с одной стороны, трудностью выделения из породы, а с другой – неоднозначностью распознавания морфологического строения, сходством с видами *Glomospira oxfordiana* Scharovskaja и *Glomospirella semiaffixa* Scharovskaja. Такие же проблемы существуют при распознавании и других представителей семейства Ammodiscidae Reuss, 1862: *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva, *Glomospirella galinae* Scharovskaja и *Glomospirella otorica* Romanova.

Часть изученных видов в верхнеюрских комплексах фораминифер Томской области составляет скопления: *Glomospirella galinae* Scharovskaja, *Glomospirella otorica* Romanova; другая часть представлена единичными экземплярами *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva или является видом-индексом, например *Tolypammmina svetlanae* Dain – вид-индекс f-зоны *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammmina svetlanae* среднего оксфорда [1].

Для среднего оксфорда в Западной Сибири установлена f-зона *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammmina svetlanae* (JF35) [1]. Зона прослежена на территории Томской области в небольшом количестве скважин: Первомайская 268, Нижнепервомайская 1, Дуклинские 1, 2, 3, 4; Катильгинская 207, Волковская 2, Федюшкинская 2 (Пурпейско-Васюганский СФР); Рогалевская 142 (Сильгинский СФР); Южно-Табаганская

135, Южно-Мыльджинская 27, Вахская 82 (восточная часть Пурпейско-Васюганского СФР, примыкающая к Сильгинскому СФР). Слои с *Ammodiscus* ex. gr. *pseudoinfimus-Tolypammmina svetlanae* [6], установленные впервые Л.Г. Даин в скв. 11 Салымской площади (центральная часть Западной Сибири), в отложениях абалакской свиты (слои с *Cardioceras (Plasmatoceras) salymensis* Poplavskaja) ставшим опорным разрезом и лектостратотипом сначала слоев, а затем зоны *Ammodiscus thomsi* (= *Ammodiscus* ex. gr. *pseudoinfimus*), *Tolypammmina svetlanae* (JF35) среднего оксфорда Западной Сибири. Находки комплексов фораминифер f-зоны *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammmina svetlanae* (JF35) на территории Томской области приурочены к отложениям пласта Ю₁².

Единичные находки фораминифер *Tolypammmina svetlanae* Dain впервые отмечены в разрезе скважин Дуклинской площади [7] (табл. I, фиг. 4–6). При изучении комплексов фораминифер, хранящихся в рабочих коллекциях лаборатории микропалеонтологии СПНЦ (материалы Г.М. Татьянина), такие комплексы с *Tolypammmina svetlanae* Dain были обнаружены в разрезах скважин Рогалевская 142, Южно-Мыльджинская 27 (табл. I, фиг. 7–9). В последнее время получены образцы из разреза скв. Катильгинская 207, которые позволили проследить комплекс фораминифер с *Tolypammmina svetlanae*, *Trochammmina oxfordiana*. Аналогичные комплексы фораминифер среднего оксфорда с небольшими вариациями с *Tolypammmina svetlanae* Dain были найдены в разрезах скв. Катильгинская 94, 97, 98, 99. Таким образом, аргиллиты подстилающие и перекрывающие маломощный пласт, по биостратиграфическим критериям интерпретируемый как пласт Ю₁², а также алевроито-глинистая перемычка между

пластами Ю₁² и Ю₁¹ на Катыльгинском участке датируются средним оксфордом. На Дуклинской площади среднеоксфордский возраст комплекса фораминифер с *Tolypammmina svetlanae* подтвержден находками аммонитов *Cardioceras densiplicatum* в нижней части среднего оксфорда [7].

Единичные экземпляры вида *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva найдены в слоях с *Glomospirella galinae* среднего оксфорда в разрезе скв. Игольская 3 (табл. I, фиг. 3). Согласно стратиграфической схеме келловей-верхнеюрских отложений Западной Сибири [1] геологический возраст f-зоны *Ammodiscus uglicus* (JF26) устанавливается в объеме средней юры: верхи верхнего бата – келловей (а-слои с *Cadoce-ratinae*-а-зона *Quenstedtoceras lamberti* (*Eboraciceras subordinarium*); f-зона *Trochammina rostovzevi*, *Doro-thia insperata* (JF25). О распространении и возрасте монотаксонного комплекса фораминифер зоны *Ammodiscus uglicus*, впервые выделенного В.И. Романовой для келловей-нижнеоксфордских отложений северной части Ляпинского прогиба Приполярного Урала, в литературе имеются разрозненные и часто противоречивые сведения, подробно описанные Л.Г. Даин [2]. В.И. Левина считала возраст зоны *Ammodiscus uglicus* келловейским и, возможно, раннекелловейским [3]. В унифицированной схеме 1967 г. комплекс с *Ammodiscus uglicus* был принят в объеме верхнего бата и келловей [4]. Возраст же ассоциации *Ammodiscus uglicus* subsp. *ehremeevae* и *Trochammina rostovzevi* установлен в объеме среднего келловей – раннего оксфорда. В.К. Комиссаренко в разрезе скв. Ятринская 13-К (глуб. 35,2–41,2 м) обнаружила в одном комплексе фораминифер присутствие двух подвидов (*Ammodiscus uglicus* Ehremeeva subsp. *ehremeevae* Daин и *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva subsp. *uglicus* Daин (= *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva), причем прослой с преимущественным распространением то одного, то другого подвида переслаиваются между собой. Наличие в составе комплексов фораминифер видов-индексов *Trochammina rostovzevi* и *Dorothia insperata* свидетельствует, по мнению В.К. Комиссаренко, о келловейском возрасте комплексов [4]. По мнению Ф.С. Путри, скопления вида *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva на окраинах низменности следует относить к нижнему оксфорду [5]. В подтверждение приводятся данные по разрезу Карабашской скв. 3-Р, расположенной на юго-западной окраине Ханты-Мансийской впадины. В интервале 1877–1880 м в темно-серых глинах В.И. Левиной было встречено большое количество *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva совместно с *Recurvoides sherkalyensis* Levina и лентикулинами. Все приведенные виды лентикулин характерны для нижнего оксфорда и низов верхнего оксфорда [5] (ныне среднего оксфорда).

Вид-индекс *Glomospirella galinae* Scharovskaja одноименных слоев впервые и в массовом количестве обнаружен в оксфордских лагунно-континентальных отложениях Турухан-Ермаковского района [8].

Л.Г. Даин упоминает возраст слоев *Glomospirella galinae*, выделенных Н.В. Шаровской в Турухан-Ермаковском районе как раннеоксфордский [2]. Позднее вид *Glomospirella galinae* Scharovskaja прослежен в разрезах скважин Новосибирской, Омской, Томской областей, являясь видом-индексом одноименных фораминиферных слоев из отложений низов верхнего оксфорда [9,10]. В Нижнеартовском районе слои с *Glomospirella galinae* найдены в разрезах скв. Самотлорской 36, Ватьеганской 9 [11]. Средне-позднеоксфордский возраст этих слоев установлен по их положению в разрезе скважины Самотлорской 36. Слои с *Glomospirella galinae* залегают в перемычке между пластами Ю₁² и Ю₁¹ между отложениями, содержащими фораминиферы зоны *Ammobaculites tobolskensis*, *Trochammina oxfordiana* (верхи нижнеवासюганской подсвиты, ранний оксфорд) и зоны *Recurvoides disputabilis* (верхи верхнеवासюганской подсвиты, поздний оксфорд). В разрезе скв. Ватьеганской 9 слои с *Glomospirella galinae* непосредственно залегают на отложениях f-зоны *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammmina svetlanae* (JF35) и перекрываются породами, содержащими аммонит *Cardioceras (Subvertebriceras) cf. zenaidae* Povaisky (а-зона *Cardioceras tenuiserratum*, верхняя часть среднего оксфорда). По литературным данным, в районе Касманской площади совместно с фораминиферами слоев *Glomospirella galinae* найдены аммониты рода *Amoeboceras* [12]. В юго-восточных районах Томской области Г.М. Татьянаным выделялись f-слои с *Glomospirella galinae* [13], ранее соответствующие уровню низов верхнего оксфорда (а-слои с *Amoeboceras alternans*) [10], среднего оксфорда [13].

Слои с *Glomospirella galinae* на территории Томской области найдены в низах (Игольская 3, Вахская 82), верхах (Южно-Мыльджинская 27, Весенняя 247, Майская 391) или в отложениях, непосредственно перекрывающих (Южно-Табаганская 135) межугольную толщу васюганской свиты. Среднеоксфордский возраст слоев с *Glomospirella galinae* в нижней части межугольной толщи определяется по положению в разрезе скв. Игольская 3. Слои с *Glomospirella galinae* (инт. 2790,0–2795,1 м 0,2 м н.к.) залегают между отложениями с *Globulina ex. gr. oolithica* (Terquem) (инт. 2802,7–2808,2 м 1,6 м н.к., верхи нижнеवासюганской подсвиты) и зоны *Recurvoides disputabilis* (инт. 2754,6–2757,6 м 0,95 м н.к., верхи верхнеवासюганской подсвиты). После монографического изучения комплекса *Glomospirella galinae* в разрезе скв. Южно-Мыльджинская 27 в верхах межугольной толщи найдены единичные экземпляры *Tolypammmina svetlanae* Daин (табл. I, фиг. 7–9) вида-индекса f-зоны *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammmina svetlanae* среднего оксфорда и вид *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva (табл. I, фиг. 1, 2). Комплекс фораминифер с единичным экземпляром *Glomospirella galinae* Scharovskaja (табл. I, фиг. 11) найден в отложениях (инт. 2607,6–2610,6 м 1,2 м н.к.), непосредствен-

но перекрывающих среднеоксфордские слои с *Cardioceras (Miticardioceras) sp.* (а-зона *Cardioceras tenuiserratum*) в разрезе Южно-Табаганской скв. 135 (инт. 2607,6–2610,6 м 2,4 м н.к.) [11].

Таким образом, среднеоксфордский возраст слоев с *Glomospirella galinae* верхней части межугольной толщи в разрезе скв. Южно-Мыльджинская 27 определяется совместным нахождением с многочисленными *Glomospirella galinae* Scharovskaja (табл. I, фиг. 10), вида-индекса *Tolypammmina svetlanae* Dain и находкам *Glomospirella galinae* Scharovskaja в отложениях, непосредственно перекрывающих слои с *Cardioceras (Miticardioceras) sp.* (а-зона *Cardioceras tenuiserratum*) в разрезе Южно-Табаганской скв. 135.

В связи с проведенным монографическим изучением и уточнением определений видового состава оксфордских и раннекимериджских комплексов фораминифер, содержащих виды *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva, *Tolypammmina svetlanae* Dain, *Glomospirella galinae* Scharovskaja, *Glomospirella otorica* Romanova, предлагается уточненный возраст комплексов фораминифер в разрезах скважин Томской области. Комплексы фораминифер с *Tolypammmina svetlanae* Dain, найденные в разрезах скважин Дуклинская 1, 2; Катильгинская 207, 94, 97, 98, 99; Рогалевская 142; совместные находки с *Tolypammmina svetlanae* Dain, *Glomospirella galinae* Scharovskaja (Южно-Мыльджинская 27, Вахская 82); комплексы с единичными экземплярами вида *Glomospirella galinae* Scharovskaja (Южно-Табаганская 135); только с доминирующим видом *Glomospirella galinae* Scharovskaja (Весенняя 247), датируются средним оксфордом.

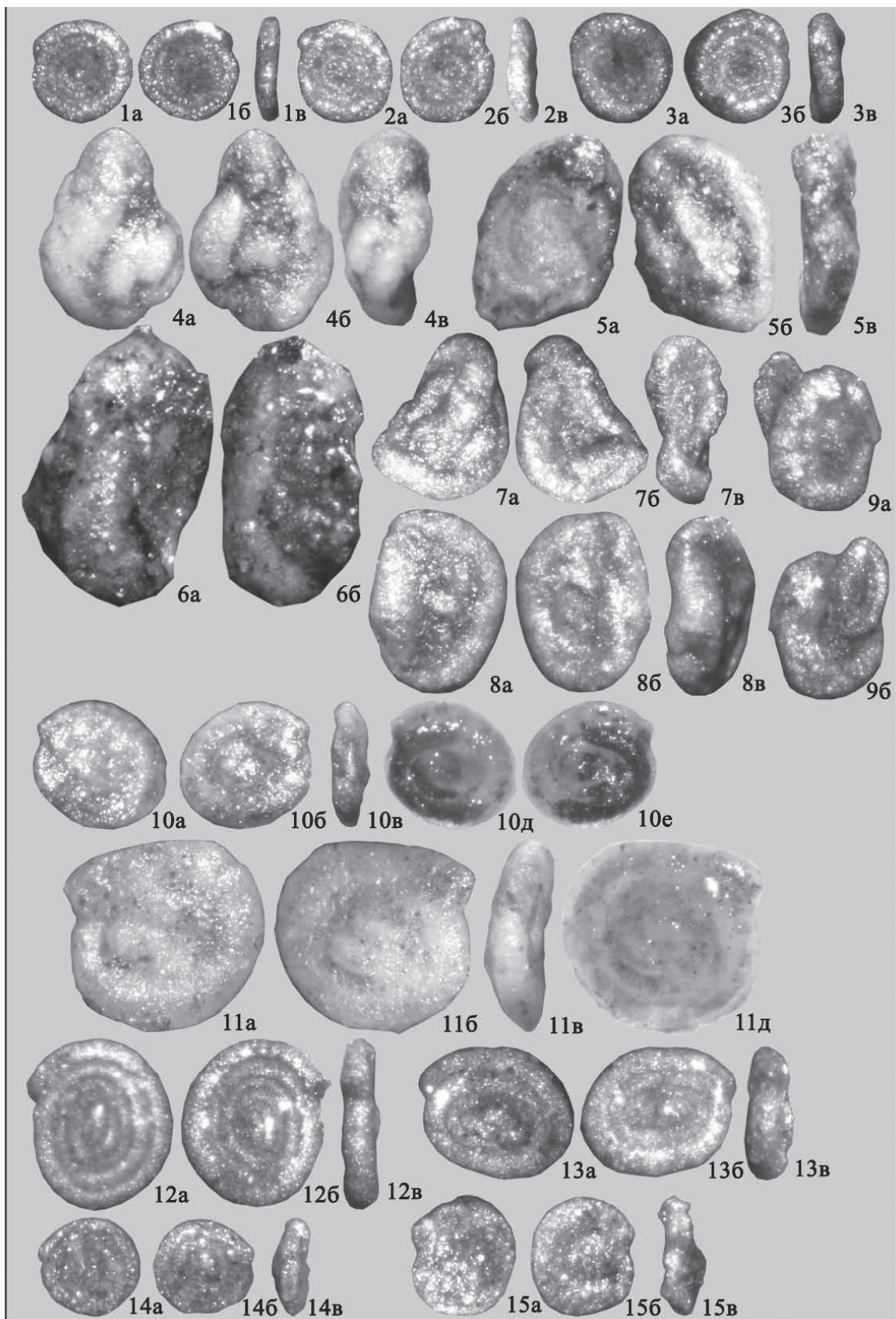
Комплексы фораминифер с *Glomospirella otorica* Romanova найдены в разрезе скв. Западно-Сомовская 9 (гл. 2485,8 м) (табл. I, фиг. 12, 13) и Олимпийская 152 (гл. 2436,0 м) (табл. I, фиг. 14, 15). Ранее в разрезе скв. Олимпийская 152 комплекс фораминифер с доминирующим видом *Glomospirella otorica* Romanova ошибочно определялся как келловейский (с *Ammodiscus uglicus* [13]). В разрезе скв. Западно-Сомовская 9 комплекс фораминифер с *Glomospirella otorica* Romanova непосредственно залегает на отложениях, содержащих фораминиферы слоев *Planularia praesibirensis* (гл. 2486,0 м). Так как стратиграфический объем слоев с *Planularia praesibirensis* – верхнего – низы верхнего кимериджа [12], то возраст слоев с *Glomospirella otorica* следует датировать верхами раннего, возможно низами позднего кимериджа.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю Г.М. Татьянину за предоставленную возможность работать с рабочими коллекциями верхнеюрских фораминифер, собранную им за много-

летнюю работу в лаборатории микропалеонтологии Томского государственного университета.

Литература

1. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири / Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
2. Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири // Труды ВНИГРИ. Л.: Недра, 1972. Вып. 317. 272 с.
3. Левина В.И. О возрасте зоны *Ammodiscus uglicus* в юрских отложениях Западной Сибири // Материалы по стратиграфии и палеонтологии мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности: Труды ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1970. Вып. 31. С. 105–108.
4. Левина В.И., Ровнина Л.В., Тылкина К.Ф., Шейко Л.Н. Юрская система. Верхний отдел // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности: Труды ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1972. Вып. 48. С. 115–124.
5. Путря Ф.С. Лентикулиниды верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1972. 303 с.
6. Практическое руководство по микрофауне СССР // Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. Т. 5. 375 с.
7. Полковникова Е.В., Татьянин Г.М. Биостратиграфия оксфордских отложений Дуклинской площади (Каймысовский нефтегазоносный район Западной Сибири) // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 92–94.
8. Шаровская Н.В. Некоторые виды аммоидосцид и литуолид из мезозойских отложений севера Центральной Сибири // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1966. Вып. 14. С. 48–74.
9. Региональные (4) стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. 20 л.
10. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1990. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 54 с.
11. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Т. 2: Фораминиферы // Сост. С.П. Булынникова, В.К. Комиссаренко, Н.А. Белоусова, Е.Д. Богомякова, Г.Е. Рылькова, К.Е. Тылкина. М.: Недра, 1990. 359 с.
12. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, В.П. Девятов и др. Новосибирск: ГЕО, 2000. 480 с.
13. Татьянин Г.М. Строение и фораминиферы верхней юры юго-востока Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1985. С. 31–35; 51–69.



Объяснение к таблице

Коллекция фораминифер хранится в лаборатории микропалеонтологии Томского государственного университета (ЛМП ГГФ ТГУ) под № 128-1. Принятые обозначения: *a, b* – вид с боковых сторон; *в* – вид с периферического края; *д, е* – просветленная глицерином раковина.

Фиг. 1–3. *Ammodiscus uglicus* Ehremeeva, 1972, ×71.6: 1 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/1; 2 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/2, Западная Сибирь, Пурпейско-Васюганский фациальный район, Обь-Ленской фациальной области, скв. Южно-Мыльджинская 27, гл. 2577,6 м, верхняя подсвета васюганской свиты, верхи межугольной толщи, средний оксфорд, *f*-слои с *Glomospirella galinae*; 3 – экз. № 128-1/ИЗ-12/1, скв. Игольская 3, гл. 2790,2 м, верхняя подсвета васюганской свиты, низы межугольной толщи, средний оксфорд, *f*-слои с *Glomospirella galinae*.

Фиг. 4–9. *Tolypammina svetlanae* Dain, 1966, ×71.6: 4 – экз. № 128-1/Д1-1/2; 5 – экз. № 128-1/Д1-1/3, ×71.6; 6 – экз. № 128-1/Д1-1/4, Западная Сибирь, Пурпейско-Васюганский фациальный район, Обь-Ленской фациальной области, скв. Дуклинская 1, гл. 2594,2 м, верхняя подсвета васюганской свиты, средний оксфорд, *f*-зона *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammina svetlanae*; 7 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/3; 8 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/4; 9 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/5, скв. Южно-Мыльджинская 27, гл. 2577,6 м, верхняя подсвета васюганской свиты, верхи межугольной толщи, средний оксфорд, *f*-слои с *Glomospirella galinae*.

Фиг. 10, 11. *Glomospirella galinae* Sharovskaja, 1966, ×71.6: 10 – экз. № 128-1/Ю-М27-6/6, Западная Сибирь, Пурпейско-Васюганский фациальный район, Обь-Ленской фациальной области, скв. Южно-Мыльджинская 27, гл. 2577,6 м, верхняя подсвета васюганской свиты, верхи межугольной толщи, средний оксфорд, *f*-слои с *Glomospirella galinae*; 11 – экз. № 128-1/Ю-Т135-12/1, скв. Южно-Табанганская 135, гл. 2608,8 м, верхняя подсвета васюганской свиты, средний оксфорд, *f*-зона *Ammodiscus thomsi*, *Tolypammina svetlanae*.

Фиг. 12–15. *Glomospirella otorica* Romanova, 1972, ×71.6: 12 – экз. №128-1/3-С9-1/1; 13 – экз. №128-1/3-С9-1/2, Западная Сибирь, Сильгинский фациальный район, Обь-Ленской фациальной области, скв. Западно-Сомовская 9, гл. 2485,8 м, георгиевский горизонт, верхи нижнего – низы верхнего кимериджа, *f*-слои с *Glomospirella otorica*; 14 – экз. № 128-1/О152-4/1; 15 – экз. № 128-1/О152-4/2, скв. Олимпийская 152, гл. 2436,0 м, георгиевский горизонт, верхи нижнего – низы верхнего кимериджа, *f*-слои с *Glomospirella otorica*.

РАЗВИТИЕ СООБЩЕСТВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ

О.Ю. Пшенёва¹, Е.Д. Иванова²

¹ Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

² Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Разнообразные комплексы четвертичных бентосных фораминифер (БФ) являются надежным индикатором изменений окружающей среды Охотского моря, контролируемых глобальными и региональными климатическими колебаниями. В основу данных исследований были положены результаты микрофаунистического анализа (состав и структура комплексов БФ), а также данные по содержанию $C_{орг}$ и хлорина в осадках двух колонок для реконструкции палеопродуктивности и содержания растворенного кислорода в придонной воде, характеризующие палеоклиматические изменения в центральной части Охотского моря за последние 30–180 тыс. лет. При изучении бентосных фораминифер была использована их классификация по толерантности к дефициту кислорода в придонной среде, в соответствии с которой выделяются группы оксидных (сильно зависимых от кислорода), субоксидных (умеренно зависимых от кислорода) и диоксидных (слабо зависимых от кислорода) видов [5].

Исследуемые колонки **LV 28-40-5** (51°2' с.ш., 147°10' в.д., глубина 1 312 м) и **MR06-04-07R** (51°17' с.ш., 149°12' в.д., глубина 1 256 м) были отобраны в центральной части Охотского моря (рис. 1). Возрастная модель колонки **LV 28-40-5** основана на АМС 14С датировках, пересчитанных в календарный возраст, а также на сравнении кривой изотопного

состава $\delta^{18}O$ раковин БФ со стандартной шкалой Мартинсона [2, 6]. В осадках колонки **LV 28-40-5** было выделено пять морских изотопно-кислородных стадий (ИКС 1-5а), возраст основания определен как 80 тысяч календарных лет (т.к.л.). Возрастная шкала верхней части осадков колонки **MR06-04-07R** (0–950 см) охватывает последние 190 т.к.л. (ИКС 1-6) [3]. В работе С.А. Горбаренко и др. (2007) [2] по результатам изучения датированных осадков Охотского моря за последние 80 т.к.л. были выявлены быстрые изменения климата региона, синхронные климатическим циклам Дансгор-Ошгер (ДО) в Гренландии [1], где потепления соответствуют теплым интерстадиалам (ДОИ), похолодания – холодным стадиалам (ДОС), включая экстремальные быстрые похолодания ГЭС (Гейнрич-эквивалентные события) [4]. Во время ИКС 3-4 наиболее холодные осцилляции Охотского моря, эквивалентные Гейнрич событиям происходили синхронно наиболее суровым ДОС Гренландии (НЗ-Н6в). Полученные данные по исследованию Охотского моря за последние 190 т.к.л. (ИКС 1-6) демонстрируют изменения климата и среды моря, обусловленные орбитальными изменениями инсоляции и тысячелетними осцилляциями значительных похолоданий – ГЭС [2, 3].

В интервале предпоследнего оледенения ИКС 6 (колонка **MR06-04-07R**) доминируют виды субок-

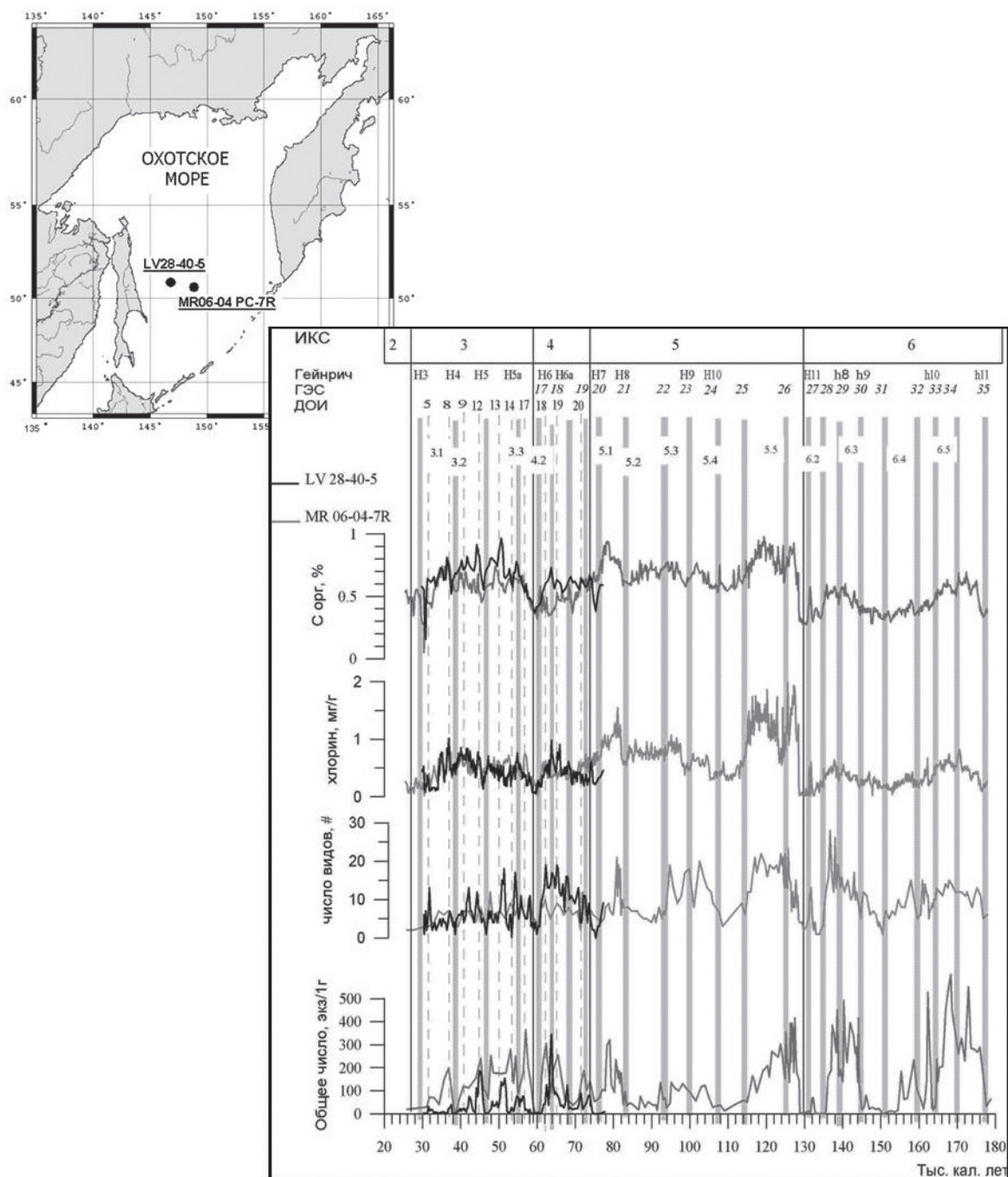


Рис. 1. Местоположение колонок. Сравнение записей C_{org} (%), хлорина (мг/г), общего числа бентосных фораминифер (БФ) (экз/1 г сухого осадка) и числа видов БФ в колонках осадка **LV 28-40-5** и **MR 06-04-7R** на временной шкале. Вертикальными прерывистыми линиями показаны интерстадиалы (ДОИ). Серые сплошные линии совпадают с Гейнрич (Н) и Гейнрич-эквивалентными событиями (ГЭС)

сидной группы *Uvigerina (U.) auberiana* d'Orbyigny, *Alabaminella (A.) weddellensis* Earland и *Islandiella norcrossi* (I.) Cushman, которые предпочитают хорошо аэрированные воды (рис. 2). В осадках относительно теплых подстадий ИКС 6.3 и 6.5 и в терминации 2 поздней стадии климатического оптимума межледниковья ИКС 5.5 существенно усиливается вклад субоксидных видов *Valvulineria (V.) sadonica* Asano, *Pullenia apertura* Cushman, *Cassidulina (C) delicata* Cushman и дизоксидной *Brizalina spinescens* (Cushman), указывающих на более высокий поток

органического вещества и уменьшение содержания кислорода в придонной воде, вследствие его потребления из-за распада органики. Резко выделяется период 120–130 т.к.л., предшествующий мощному потеплению после холодного события 26 в основании ИКС 5.5 (см. рис. 1). Продуктивность, по записям БФ и данным содержания хлорина, была существенно выше, чем во время остальных теплых подстадий (см. рис. 1). Ассоциации бентосных фораминифер в течение холодных гляциальных периодов состоят преимущественно из оксидных и субоксидных

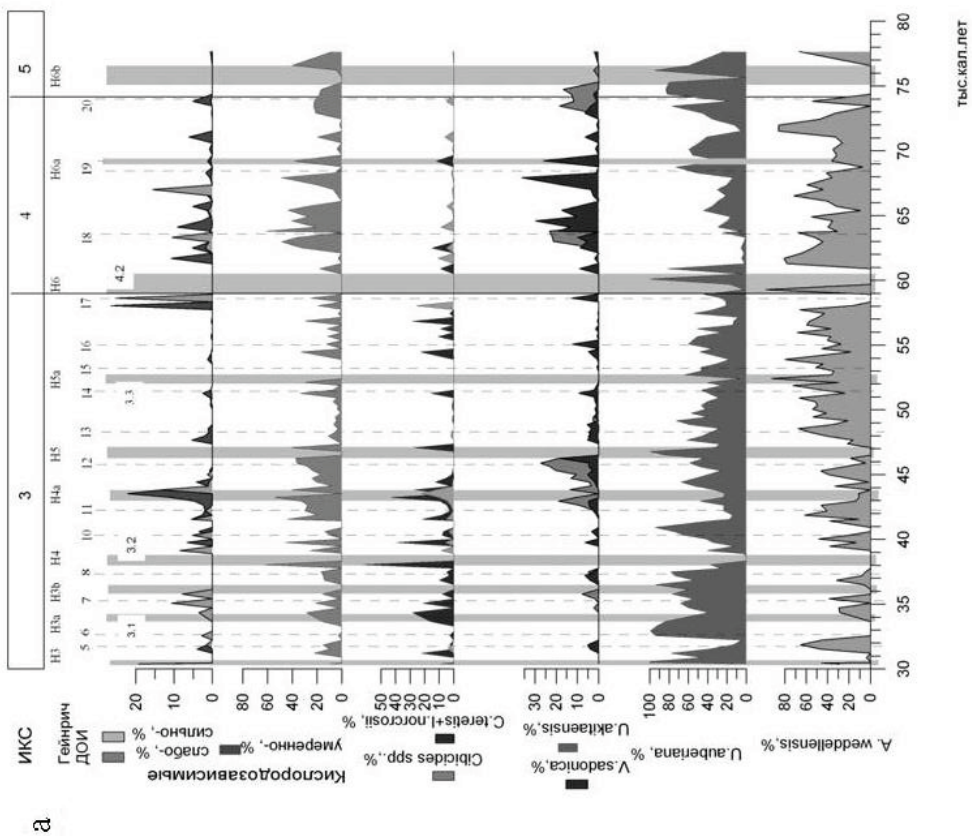
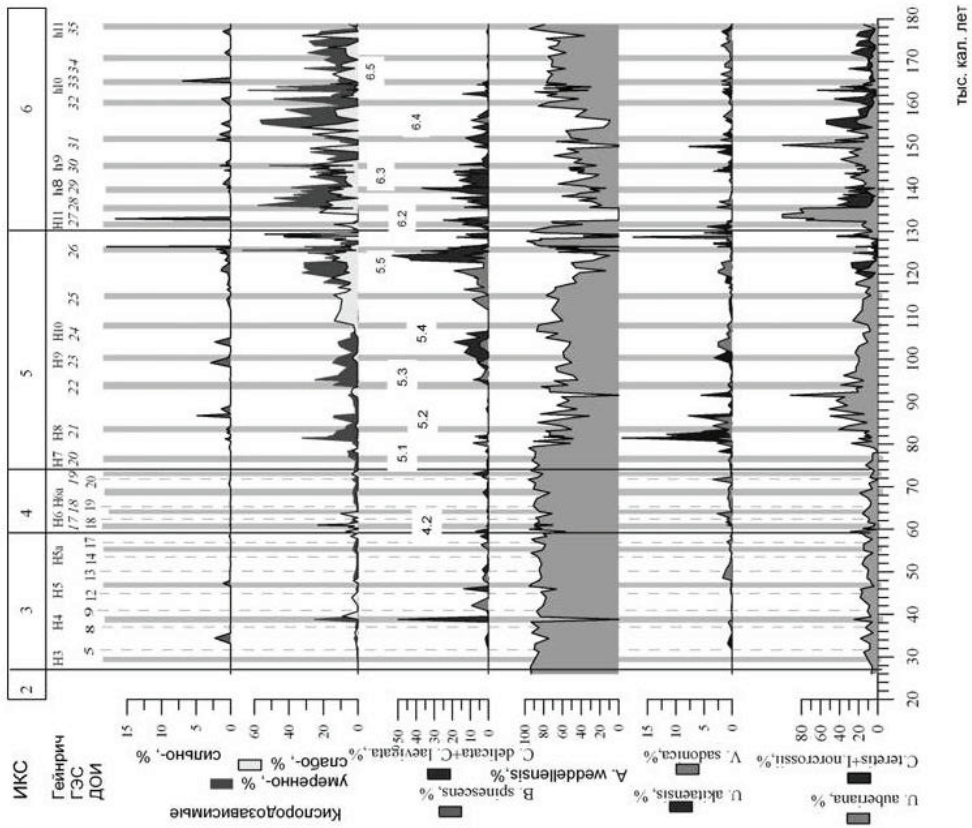


Рис. 2. Вариации содержания (%) групп БФ, индикаторов кислородных условий (исключая виды *A. weddellensis* и *U. auberana*) и распределение доминантных и аксессуарных видов БФ в колонках осадка Охотского моря на временной шкале: а – для колонки **LV 28-04-5**; б – для колонки **MR 06-04-7R**. Вертикальными прерывистыми линиями показаны интерстатиды (ДОИ). Серые сплошные линии совпадают с Гейрич (Н) и Гейрич-эквивалентными событиями (ГЭС)

таксонов. Уровень продуктивности поверхностных вод в эти периоды резко снижался, что обусловило хорошо аэрированные условия в придонной среде. Особенно сильно эти процессы проявлялись во время холодных ИКС 6.4; 6.2, 5.4; 5.2 и относительно холодных ИКС4-3.

Комплексы БФ теплых межледниковых периодов формировались в субоксидно-дизоксидных условиях донной среды. Обусловленное потеплением климата, шло активное накопление органического материала на дне при дефиците кислорода, идущего на его переработку. Особенно сильно эти процессы проявлялись во время теплых ИКС 6.5; 6.3; 5.5; 5.3 и DOI 10, 11, 12, 17, 18, 19, 20.

Отложения, сформированные в течение ИКС 4-3 в обеих колонках, характеризуются обедненным составом комплексов БФ (до 18 видов) и низкой общей численностью бентосных фораминифер (до 300 экз/г) (рис. 1). По совокупному процентному составу БФ во время формирования этих отложений преобладали оксидно-субоксидные условия.

Доминантными видами являются субоксидные *Alabaminella weddellensis* (характеризующие высокую сезонную продуктивность поверхностных вод) и *Uvigerina auberiana* (типичные для условий нормальной аэрации придонных вод), которые играют ведущую роль на протяжении рассматриваемых периодов, варьируя численность в теплые периоды и в холодные события. Акцессорные субоксидно-дизоксидные виды *U. akitaensis* Asano, *V. Sadonica* и *C. delicata* достигают наибольшего числа в теплые периоды интерстадиалов, с высокими значениями $C_{орг}$ и дефицитом кислорода на дне. Низкая биопродуктивность во время холодных стадиалов соответствует резкому уменьшению обилия и численности видов БФ, возрастанию вклада оксидной группы микрофауны (рис. 2). Помимо субоксидных видов *A. weddellensis* и *U. auberiana*, наиболее значимыми в холодные эпохи были виды *C. teretis* Tappan, *I. norcrossi* (рис. 2).

Локальные пики оксидной группы, состоящей, в основном, из представителей рода *Cibicides* и отряда

Miliolida, отражают увеличение насыщенности вод кислородом с одновременным уменьшением продуктивности в холодные периоды, совпадающие с событиями Гейнрич.

Проведенные исследования показали, что интерстадиалы характеризуются увеличением количественных параметров донной микрофауны и ее разнообразия, в то время как холодные эпохи фиксируются по их резкому снижению, что также нашло отражение в записях содержания хлорина и $C_{орг}$.

Комплексы холодных ледниковых периодов (холодных ДО стадиалов, ледниковый) состоят из оксидных (20–50%) и субоксидных (50–80%) таксонов.

Комплексы теплых периодов (ДО интерстадиалов, межледниковый) представлены, в основном, субоксидно-дизоксидными видами и демонстрируют аноксидные придонные условия с активным накоплением $C_{орг}$ в осадке.

Литература

1. Dansgaard W., Johnson S.J. et al. Evidence of general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // Nature. 1993. № 364. P. 218–220.
2. Gorbarenko S.A., Goldberg E.L., Kashgarian M. et al. Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // J. of Oceanography. 2007. Vol. 63. P. 609–623.
3. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I. et al. Millennial-Scale Climatic and Environmental Oscillations in the Sea of Okhotsk in Response to Global Changes during the Last 190 Ka // Doklady Akademii Nauk. 2008. Vol. 423, № 3. P. 389–392.
4. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafted in the Northeast Atlantic ocean during the past 130000 years // Quat. Res. 1988. Vol. 29. P. 142–152.
5. Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. Vol. 22. P. 719–722.
6. Martinson D.G., Pisias N.G. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. № 27. P. 1–29.

ОСНОВНЫЕ ПОДХОДЫ К ОЦЕНКЕ ДИНАМИКИ РАЗНООБРАЗИЯ И МАССОВЫХ ВЫМИРАНИЙ МОРСКИХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ ОРГАНИЗМОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Д.А. Рубан

Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

Оценка динамики разнообразия и массовых вымираний морских беспозвоночных организмов играет огромную роль в развитии геологии еще со времен Дж. Филлипса, который использовал кривую разнообразия для выделения трех фанерозойских эр [1]. В настоящее время данное направление исследований

развивается в рамках палеобиологии, многократное усиление которой произошло благодаря работам Дж. Сепкоски, а также М. Бентона, Ш. Петерса, Д. Раупа, М. Фута, Д. Яблонски и др. [2–10]. Заметный прогресс был достигнут в течение последнего десятилетия, когда наметилось несколько основных

подходов к оценке динамики разнообразия и массовых вымираний морских беспозвоночных организмов в фанерозое. Они включают в себя традиционно-компилятивный, компилятивно-аналитический, генетически-аналитический и ретроспективно-компилятивный подходы. Развитие каждого из них сопровождалось получением принципиально новых результатов в течение последних 5 лет. Краткому рассмотрению этих подходов и посвящена настоящая обзорная работа.

Традиционно-компилятивный подход к оценке динамики разнообразия морских беспозвоночных организмов основывается на расчете количества таксонов в интервалах геологического времени на основе обобщения имеющихся данных о стратиграфическом распространении этих таксонов. Одна из наиболее «свежих» кривых, построенных таким образом, представлена в работе [11] на основе компиляции [12]. Эта кривая указывает на быструю диверсификацию морских беспозвоночных на родовом уровне в раннем палеозое, за которой последовало медленное снижение числа родов к концу палеозоя; в течение мезозоя – кайнозоя происходил направленный рост разнообразия (рис. 1, А). Проведенная оценка динамики разнообразия позволяет четко установить все 5 крупнейших массовых вымираний, а также наметить ряд других событий подобного рода (например, биотические катастрофы в ранней юре и на рубеже юры/мела). Компилятивно-аналитический подход предполагает расчет динамики разнообразия с использованием как обобщения имеющихся данных о стратиграфическом распространении таксонов, так и методов моделирования. В частности, одна из кривых разнообразия морских беспозвоночных организмов, построенная таким образом, учитывает количество образцов в имеющихся палеонтологических коллекциях [13]. Эта кривая намечает несколько иные тенденции в динамике разнообразия. В частности, она позволяет отметить большую длительность раннепалеозойской диверсификации, мощную радиацию в конце палеозоя и достаточно слабый рост разнообразия в течение кайнозоя (рис. 1, Б). Несмотря на относительно невысокое временное разрешение рассматриваемой кривой, она позволяет зафиксировать влияние крупнейших массовых вымираний. Более того, данная кривая указывает на возможно большее значение массового вымирания на рубеже юры/мела, чем предполагалось на основе оценки с использованием традиционно-компилятивного подхода (рис. 1, А, Б).

Генетически-аналитический подход основывается на оценке динамики разнообразия с использованием данных молекулярно-генетических исследований. Метод «молекулярных часов» позволяет установить последовательность образования современных организмов от общих предков, а также датировать события дивергенции. Иными словами, данный метод позволяет идентифицировать древние (предковые)

формы жизни и весьма точно определять интервал их стратиграфического распространения. К настоящему времени достигнут большой прогресс в использовании этого метода, который успешно применяется для всех групп организмов в самом широком диапазоне геологического времени. Недавно была предпринята попытка оценить динамику биоразнообразия на основе полученных результатов [14]. В итоге была получена экспоненциальная кривая, которая обнаруживает общую тенденцию к росту числа таксонов в течение геологического времени. Расчет количества появившихся линий позволяет делать заключение как об общих тенденциях диверсификации, так и о проявлении отдельных событий. В частности, подтверждается массовое вымирание на границе перми/триаса, но ставится вопрос о валидности кембрийской вспышки разнообразия и катастрофы на рубеже мела/палеогена [14]. Ретроспективно-компилятивный подход к оценке динамики разнообразия морских беспозвоночных организмов в фанерозое реализуется в виде расчета количества таксонов в интервалах геологического времени на основе данных о стратиграфическом распространении таксонов из сводных работ, опубликованных на ранних этапах развития палеонтологии. Этот подход был использован для оценки мезозойской динамики разнообразия на основе данных, обобщенных А. д'Орбини около 150 лет назад [15]. Результаты показывают быстрый направленный рост числа таксонов, прерываемый отрицательными пиками, сопоставимыми с установленными много позже массовыми вымираниями. Построенная кривая важна для обсуждения полноты палеонтологических данных и эффектов, связанных с их накоплением [15].

Результаты применения всех охарактеризованных выше подходов убедительно свидетельствуют о нелинейном росте разнообразия морских беспозвоночных организмов в течение фанерозоя и реальности массовых вымираний. Тем не менее, они обнаруживают отличающиеся тенденции в изменении числа таксонов и позволяют по-разному оценивать роль биотических катастроф в общем процессе диверсификации. Каждый из подходов имеет свои несомненные достоинства и проблемы. Например, традиционно-компилятивный подход напрямую использует все накопленные данные, но он не позволяет избежать влияния глобальной неполноты палеонтологической летописи и ошибок в таксономической номенклатуре.

Генетически-аналитический подход решает обе проблемы, однако он пока что не позволяет максимально полно охватить всю совокупность организмов, существовавших на протяжении геологической истории, включая окончательно вымершие линии. Появление нескольких подходов к оценке динамики разнообразия морских беспозвоночных организмов позволяет обсуждать ее различные аспекты, однако ни в коем случае не должно сводиться лишь к решению

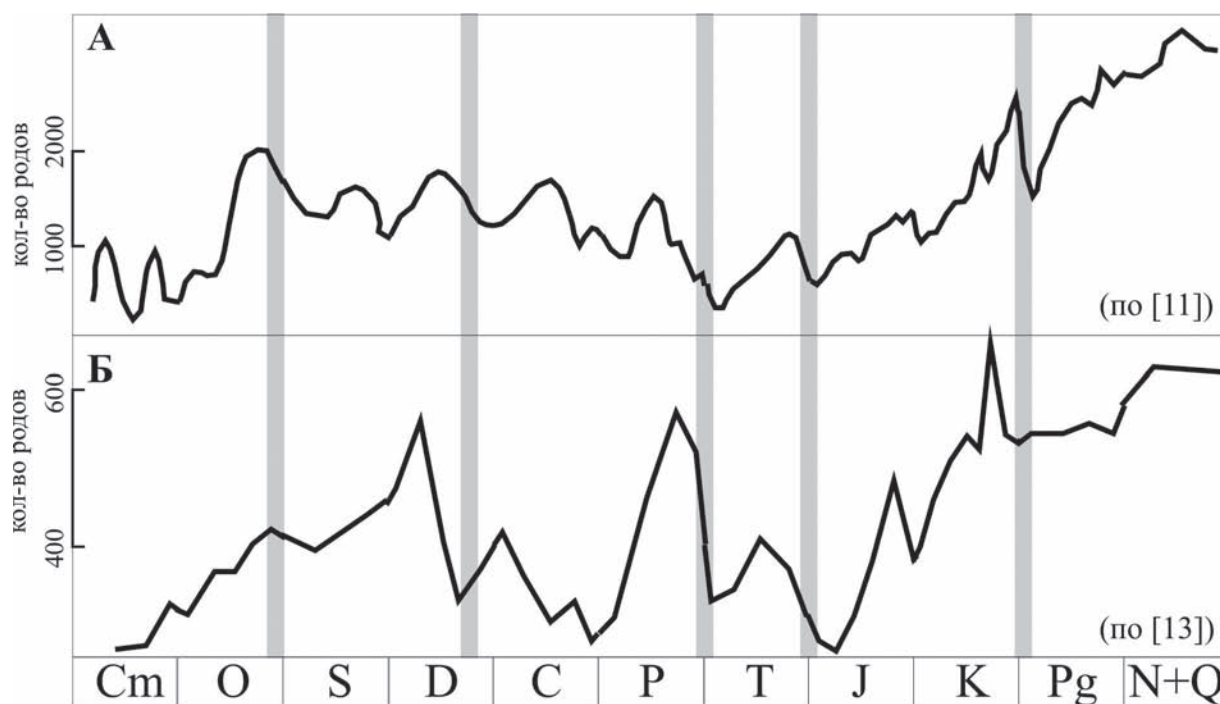


Рис. 1. Кривые разнообразия морских беспозвоночных организмов, построенные с использованием традиционно-компилятивного (А) и компилятивно-аналитического (Б) подходов (5 крупнейших массовых вымираний показаны серыми линиями)

подобного рода «частных» задач. Напротив, важно интегрированное использование всех подходов для построения действительно правдоподобной кривой, описывающей изменения разнообразия морской биоты в фанерозое и влияние массовых вымираний.

Степень несовпадения кривых, построенных с использованием различных подходов (см. рис. 1, А, Б), показывает, что палеобиология к настоящему времени смогла правильно выявить некоторые тенденции и события, но еще далека от детализации представлений о них.

Представленный выше обзор убедительно свидетельствует об огромном прогрессе в оценке динамики разнообразия и массовых вымираний морских беспозвоночных организмов в фанерозое, а также о фундаментальном изменении представлений об эволюции органического мира.

Вне всякого сомнения, в ближайшие 10–20 лет следует ожидать если и не полного обновления парадигм исторической геологии и эволюционного учения, то их существенной корректировки, связанной с дальнейшим развитием палеобиологии. Огромный потенциал данного направления [16], неизбежность развития эволюционных идей, появившихся во второй половине XX в. [17], критический анализ ставших традиционными представлений [18], а также становление событийного подхода [19] являются залогом скорых масштабных изменений в наших знаниях об истории жизни на Земле.

Автор выражает искреннюю признательность E.G. Purdy (Великобритания), W. Rieggraf (Германия) и D.S. Woodruff (США) за помощь с литературой.

Литература

1. *Rudwick M.J.S.* World Before Adam: The Reconstruction of Geohistory in the Age of Reform. Chicago & London: University of Chicago Press, 2008. 614 p.
2. *Benton M.J.* Diversifications and extinctions in the history of life // *Science*. 1995. Vol. 268. P. 52–58.
3. *Benton M.J.* Biodiversity on land and in the sea // *Geological Journal*. 2001. Vol. 36. P. 211–230.
4. *Benton M.J., Emerson B.C.* How did life become so diverse? The dynamics of diversification according to the fossil record and molecular phylogenetics // *Palaeontology*. 2007. Vol. 50. P. 23–40.
5. *Foote M.* Origination and extinction components of taxonomic diversity: Paleozoic and post-Paleozoic dynamics // *Paleobiology*. 2000. Vol. 26. P. 578–605.
6. *Jablonski D.* Background and mass extinction: the alternation of macroevolutionary regimes // *Science*. 1986. Vol. 231. P. 129–133.
7. *Jablonski D.* Extinction and the spatial dynamics of biodiversity // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2008. Vol. 105, suppl. 1. P. 11528–11535.
8. *Peters S.E., Foote M.* Biodiversity in the Phanerozoic: a reinterpretation // *Paleobiology*, 2001. Vol. 27. P. 583–601.
9. *Sepkoski J.J.* Ten years in the library: New data confirm paleontological patterns // *Paleobiology*. 1993. Vol. 19. P. 43–51.
10. *Sepkoski J.J., Bambach R.K., Raup D.M., Valentine J.W.* Phanerozoic marine diversity and fossil record // *Nature*, 1981. Vol. 293. P. 435–437.
11. *Purdy E.G.* Comparison of taxonomic diversity, strontium isotope and sea-level patterns // *International Journal of Earth Sciences*. 2008. Vol. 97. P. 651–664.
12. *Sepkoski J.J., Jr.* A compendium of fossil marine animal genera // *Bulletins of American Paleontology*. 2002. Vol. 363. P. 1–560.

13. *Alroy J., Aberhan M. et al.* Phanerozoic Trends in the Global Diversity of Marine Invertebrates // *Science*. 2008. Vol. 321. P. 97–100.
14. *Hedges S.B., Kumar S.* Discovering the Timetree of Life // *The Timetree of Life*. Oxford: Oxford University Press, 2009. P. 3–18.
15. *Ruban D.A.* Mesozoic marine fossil diversity and mass extinctions: an experience with the middle XIX century paleontological data // *Revue de Paléobiologie*. 2005. Vol. 24. P. 287–290.
16. *Jablonski D.* The Future of the Fossil Record // *Science*. 1999. Vol. 284. P. 2114–2116.
17. *Gould S.J.* Punctuated Equilibrium. Cambridge & London: The Belknap Press of Harvard University Press, 2007. 396 p.
18. *Cosans C.E.* Owen's Ape & Darwin's Bulldog. Beyond Darwinism and Creationism. Bloomington & Indianapolis: Indiana University Press, 2009. 166 p.
19. *Babin C.* Autour du catastrophisme: Des mythes et légendes aux sciences de la vie et de la Terre. Paris: Vuibert, ADAPT/SNES, 2007. 170 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АПТСКИХ ОСТРАКОДАХ КРЫМА

Ю.Н. Савельева¹, Е.М. Тесакова²

¹ ФГУП НПП «Геологоразведка», г. Санкт-Петербург, Россия

² Московский государственный университет, г. Москва, Россия

Крымский полуостров, в особенности Горный Крым, является, вероятно, самой изученной с точки зрения геологии частью бывшего Советского Союза. Прекрасно обнаженные, фациально разнообразные и легкодоступные мезозойские разрезы многие десятилетия привлекали самое пристальное внимание исследователей. В большинстве случаев крымские разрезы, в том числе и нижнемеловые, хорошо охарактеризованы различными группами как макро-, так и микрофауны. По моллюскам и фораминиферам для Горного Крыма созданы дробные зональные шкалы. Тем удивительнее, что остракодам, группе, широко распространенной и обильно представленной в отложениях региона, весьма чувствительной к тонким нюансам местной палеогеографии, не уделялось должного внимания.

Нельзя сказать, что нижнемеловыми остракодами Крыма совсем не занимались. Первая работа по остракодам с описанием новых видов из берриаса Центрального Крыма и оценкой их стратиграфического значения была опубликована Дж. Нилом [12]. В разрезе р. Бурульча он выделил 6 слоев с остракодами и отметил видовой эндемизм, хотя встреченные роды хорошо известны в Западной Европе, и мелкие размеры остракод, предположительно связанные с большим содержанием извести в воде. Позднее вопросами палеоэкологии, онтогенеза и полового диморфизма некоторых остракод берриаса и валанжина Крыма, их морфологией и стратиграфией занялась Л.П. Раченская [5, 13–16]. В кандидатской диссертации [17] из Ц и В Крыма ею описаны 26 видов, из которых 21 – новые. Однако новые виды не были опубликованы и остались невалидными. Раченской были выделены комплексы остракод и сопоставлены с таковыми из разновозрастных отложений Западной Европы и Северной Америки. Спустя 25 лет, при переизучении берриасских разрезов ЮЗ и Ц Крыма, отобранные из них остракоды попали к Е.М. Тесаковой, которая, совместно с Раченской, переписала и

опубликовала 11 новых видов [18, 19]. Первое сообщение о берриасских остракодах В Крыма из разреза на мысе Св. Ильи в 2002 г. сделала Ю.Н. Савельева [1]. В дальнейшем группой ученых В.В. Аркадьевым, А.А. Федоровой и Ю.Н. Савельевой проводилось комплексное изучение стратиграфии титон-берриасских отложений В Крыма [2, 3]. В этих двух работах рассмотрено биостратиграфическое расчленение разреза двукорной свиты по аммонитам, фораминиферам и остракодам. По последним выделяются слои с *Cytherelloidea tortuosa* – *Palaeocytheridea groissi* для верхнего кимериджа – титона и слои *Raymoorea peculiaris* – *Eucytherura ardescae* – *Protocythere revili* для берриаса. В работах Тесаковой и Савельевой [20, 21] приводится распространение по пяти разрезам титона и берриаса В Крыма более 100 форм остракод, часть из которых – новые виды. Даются стратиграфический, тафономический и палеоэкологический анализы 11 комплексов остракод и предполагается, что остракоды служат индикаторами турбидитов, триггерами которых могли быть сильные периодические штормы или землетрясения. Самыми последними работами по стратиграфии берриасских остракод Ц Крыма являются тезисы А.В. Манушкиной и Тесаковой [10, 26]. В нижнем берриасе они выделили четыре слоя и два подслоя с остракодами; в верхнем – четыре слоя и три подслоя с остракодами. Кроме того, привели списки остракод-индексов нижнего и верхнего берриаса. Таким образом, остракоды из самого нижнего яруса нижнего мела изучены к настоящему времени весьма неплохо. Однако об остракодах из других ярусов практически ничего не известно. Имеется единственная статья Т.И. Немировской [11], посвященная баррем-аптским остракодам ЮЗ Крыма (р-н с. Верхоречья). Ею установлено 25 форм, до вида определены только пять, и выделены три комплекса остракод, отвечающих верхнему баррему, нижнему и верхнему апту. К сожалению, в статье не приводятся изображения остракод. В 2001–2002 гг. В.В. Аркадьевым и

система	нижний	нижний	аттский	ярус	полъярус	Зональный стандарт по амьонитам Тегинской области Ноетмакер et al., 2003
меловая	нижний	средний	нижний	ярус	полъярус	

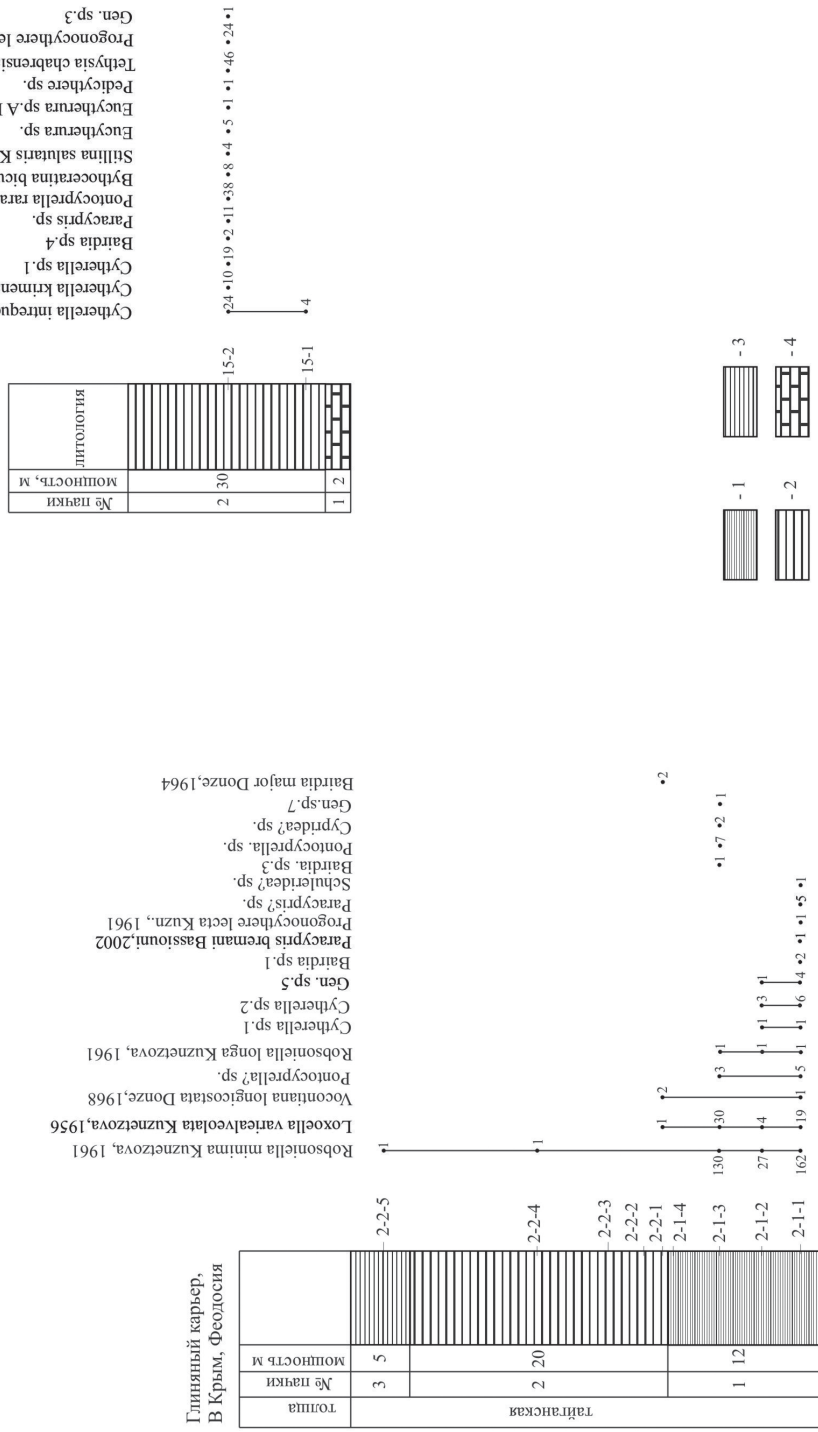


Рис. 1. Распространение остракод по разрезам нижнего и верхнего яруса в Восточном (глиняный карьер близ Феодосии) и Юго-Западном (г. Красная) Крыму: 1 – глины светло-коричневые; 2 – глины зеленовато-серые с сидеритовыми стяжениями; 3 – глины темно-серые; 4 – известняк

Ю.Н. Савельевой в рамках работ по комплексному исследованию нижнемеловых отложений Крыма были изучены разрезы нижеаптских отложений в окрестностях г. Феодосия (В Крым) и среднеаптских у горы Красная (ЮЗ Крым) (рис. 1). Описание, палеонтологическая характеристика и палеомагнитные данные из разреза г. Красная приводятся в разных работах [4, 9, 22]. Нижеаптский разрез описан в глиняном карьере Заводской балки (р-н Челноки, близ Феодосии). Обоснование нижеаптского возраста по белемнитам. Описание публикуется впервые. В стенке карьера снизу вверх обнажаются пачки:

1. Глины светло-коричневые, местами светло-зеленые, голубовато-зеленые, плотные, оскольчатые с раковинистым изломом, сильно трещиноватые. В толще встречаются сидеритовые стяжения. Встречены белемниты: *Neohibolites ewaldi* (Strombek), *N. inflexus* Stolley. Остракоды: *Cytherella* sp. 1, *C. sp. 2*, *Bairdia* sp. 1, *B. sp. 3*, *Paracypris bremani* Bass., 2002, P.? sp., *Pontocyprilla* sp., P.? sp., *Schuleridea?* sp., *Cypridea?* sp., *Robsoniella minima* Kuzn., 1961, *R. longa* Kuzn., 1961, *Loxoella variealveolata* Kuzn., 1956, *Progonocythere lecta* Kuzn., 1961, *Vocontiana longicostata* Donze, *Gen. sp. 5*, *Gen. sp. 7*. Мощность 12 м.

2. Глины зеленовато-серые плотные, иногда со скорлуповатой отдельностью, сильно трещиноватые. Присутствуют линзообразные прослои коричневых и бурых, очень плотных стяжений (30–40 см до 1,5 м в длину) и шарообразные сидеритовые стяжения. Пачка вскрыта несколькими уступами карьера. С каждого уступа собраны многочисленные белемниты, *Neohibolites ewaldi* (Strombek), *N. inflexus* Stolley, *Duvalia grasiana* (Duval – Jouve). Остракоды: *Bairdia major* Donze, 1964, *Robsoniella minima*, *Loxoella variealveolata*, *Vocontiana longicostata*. Мощность 15 м.

3. Темно-серые оскольчатые глины с сидеритовыми стяжениями и кристаллами гипса, сильно трещиноватые. Белемниты: *Neohibolites ewaldi* (Strombek), *N. inflexus* Stolley. Остракоды: единственный экземпляр *Robsoniella minima*. Мощность 5 м.

Из разреза г. Красной было отобрано две пробы из пачки глин. В нижней встречены всего 4 экземпляра *Cytherella intrequens* Kuzn., 1961, в верхней обнаружен богатый и разнообразный комплекс из 14 видов: *Cytherella intrequens*, *C. krimensis* Neale, 1966, *C. sp. 1*, *Bairdia* sp. 4, *Paracypris* sp., *Pontocyprilla rara* Kaye, 1965, *Bythoceratina bicuspidata* (Grundel, 1964), *Progonocythere lecta*, *Eucytherura* sp. A Pokorný, 1973, *E. sp.*, *Stiillina salutaris* Kuzn., 1961, *Tethysia chabrensis inflata* Donze, 1975, *Pedicythere* sp., *Gen. sp. 3*.

Все определенные виды известны из нижнемеловых (баррем, апт) отложений Азербайджана [6, 7], Прикаспийской впадины [8], Франции [23], Англии [25, 29], Германии [24], Чехословакии [28] и Египта [27]. Обращает на себя внимание резкое сокращение разнообразия и численности остракод вверх по разрезу нижнего апта и, напротив, резкое же их увеличение в среднем апте.

Работа поддержана грантом РФФИ № 09-05-00456.

Литература

1. Аркадьев В.В., Савельева Ю.Н. Зона *jacobi-grandis* берриаса Горного Крыма // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тез. докл. 48 сессии Пал. о-ва. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. С. 11–13.
2. Аркадьев А.А., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Второе Всерос. совещание «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Школа «Принципы и методы стратиграфических исследований»: Тез. докл. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. С. 17.
3. Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. Биостратиграфия пограничных отложений Юры и Мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 84–112.
4. Горбачик Т.Н. Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука, 1986. С. 239.
5. Друщиц В.В., Раченская Л.П., Янин Б.Т. и др. Берриасский и валанжинский бассейны Крыма и их население // Бюл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 2. С. 158.
6. Кузнецова З.В. Остракоды меловых отложений северовосточного Азербайджана и их стратиграфическое значение. Баку: Азерб. гос. изд-во, 1961.
7. Кузнецова З.В. Новые роды, виды и разновидности остракод из нижнего мела с-в Азербайджана // Тр. АзНИИ. Вып. 4, ч. 1: Вопросы палеонтологии. Баку: Азнефтиздат, 1956. С. 49–85.
8. Любимова П.С. Остракоды нижнемеловых отложений Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. 1965. Вып. 244. 232 с.
9. Мазарович О.А., Милеев В.С. и др. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма / Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 168.
10. Манушкина А.В., Тесакова Е.М. Стратиграфическое значение берриасских остракод Юго-Западного и Центрального Крыма // Современная палеонтология: классические и новейшие методы: VI всероссийская научная школа молодых ученых-палеонтологов: Тезисы докладов / Ред. А.В. Лопатин, П.Ю. Пархаев, А.Ю. Розанов. М., 2009. С. 24–25.
11. Немировская Т.И. О барремских и аптских остракодах Юго-Западного Крыма (с. Верхоречье) // Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев: Наукова Думка, 1972. С. 15–20.
12. Нил Дж.В. Остракоды из нижнего валанжина Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1966. № 1. С. 87–100.
13. Раченская Л.П. Семейства Bairdiidae и Cytherellidae (остракоды) как индикаторы условий, существовавших в берриасском и валанжинском бассейнах Крыма // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1968а. № 5. С. 104–106.
14. Раченская Л.П. Онтогенетическое развитие некоторых нижнемеловых остракод Крыма // Мос. гор. конф. мол. уч.-геол., посвящ. 50-летию ВЛКСМ. Тез. докл. 1968б. Вып. 1. Секц. геол. и пол. ископ. С. 6–7.
15. Раченская Л.П. Проявление полового диморфизма на раковинах рода *Bairdia* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969а. № 4. С. 150–151.
16. Раченская Л.П. Остракоды берриаса и валанжина Крыма, их морфологические особенности и стратиграфи-

- ческое значение // IV науч. отчет. конф. геол. фак.: Тез. докл. М.: МГУ, 1969б. С. 166–169.
17. Раченская Л.П. Остракоды берриаса и валанжина Крыма: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1970. 30 с.
 18. Тесакова Е.М., Раченская Л.П. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) рода *Costacythere* Grundel из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996а. № 3. С. 62–68.
 19. Тесакова Е.М., Раченская Л.П. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) родов *Bairdia* M Соy, *Neocythere* Mertens, *Macrodentina* Martin, *Hehticythere* Grundel, *Cypridea* Bosquet из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. 1996б. № 4. С. 48–54.
 20. Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н. Остракоды титона и берриаса Восточного Крыма как индикаторы древних турбидитов // Материалы XIII Всероссийского Микропалеонтологического совещания «Микропалеонтология в России на рубеже веков». М.: Геол. ин-т РАН, 2005а. С. 113–115.
 21. Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н. Остракоды пограничных слоев юры и мела Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя к 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: Изд-во МГУ, 2005б. С. 135–155.
 22. Ямпольская О.Б., Барбошкин Е.Ю. и др. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 3–15.
 23. Babinot J.-F., Damotte R., Donze P. et al. Cretace inferieur // Atlas des ostracodes de France. Bull. Centre rech.explor.prod. Elf.-Aquit.mem. Pau, 1985. № 9. P. 163–210.
 24. Grundel E. Neue Ostracoen aus der deutschen Unterkreide II // Mber. Dt. Akad. Wiss. Geologie und Mineralogie. 1964. Vol. 6. P. 849–858.
 25. Kaye P., Barker D. Ostracoda from the Sutterby marl (U. Aptian) of South Lincolnshire // Palaeontology. Vol. 8, p. 3. 1965. P. 375–390.
 26. Mamushkina A.V., Tesakova E.M. Stratigraphical significance of the Berriasian ostracods of the Southwestern and Central Crimea // Seventh Micropalaeontological Workshop, MIKRO-2009 (Sw. Katarzyna, Poland, September 28–30, 2009), Abstracts and Excursion Guide. Eds.: D. Peryt, M. Kaminski. Grzybowski Foundation Special Publication, 15. P. 47.
 27. Morsi Abdel-Mohsen M. Aptian ostracodes from Gebel Raghawi (Maghara area) in northern Sinai, Egypt : taxonomic, biostratigraphic and paleobiogeographic contributions // Revue de Paléobiologie, 2006. Vol. 25, № 2. P. 537–565.
 28. Pokorny V. The ostracoda of the Klentnice Formation (Titoian?). Praha, 1973. 107 p.
 29. Slipper I.J. Marine Lower Cretaceous // Ostracods in British Stratigraphy / Ed. J.E. Whittaker, M.B. Hart. London, 2009. P. 309–343.

ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ: ЗА КЕМ БУДУЩЕЕ ДЕТАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ?

Е.М. Тесакова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Регулярное использование бентосных фораминифер и остракод для стратиграфического расчленения и корреляции фанерозойских отложений началось в России в 30-е гг. прошлого века. Отношение стратиграфов к этим двум группам сразу оказалось неравнозначным. Фораминиферы всегда считались предпочтительнее для расчленения морских разрезов и построения стратиграфических схем, остракоды же использовались в основном для стратиграфии пресноводных и солоноватоводных бассейнов. В результате, к настоящему времени по бентосным фораминиферам построены зональные шкалы для большинства регионов страны почти по всему фанерозою, а по морским остракодам подобные шкалы редкость.

Чтобы разобраться в причинах столь разного отношения к этим двум группам микробентоса, обильно представленным в морских разрезах и часто встречающимся совместно, рассмотрим возможности и ограничения каждой из них и попытаемся выявить их стратиграфический потенциал, а также ситуации, где он может быть использован с максимальной эффективностью.

Несмотря на то, что обе эти группы существуют в одном размерном классе, фораминиферы, в силу примитивности биологической организации, нуждаются в значительно меньшем количестве пищи и кислорода. Поэтому они гораздо обильнее остракод и легче переносят ухудшение аэрации придонного слоя, встречаясь там, где остракоды не выживают. Большой разброс внутри размерного класса и, что важнее, малая подвижность позволяют большему числу видов обитать на сравнительно малой площади, увеличивая разнообразие в ассоциациях фораминифер. Кроме того, если их раковины плотно свернуты, они прочнее, поэтому лучше сохраняются в мелководных песчаных фациях, где тонкие створки остракод могут растворяться. Таким образом, в целом фораминиферы гораздо многочисленнее и разнообразнее остракод, к тому же могут встречаться в таких фациях, где остракод не находят. Надо добавить, что сложное внутреннее строение раковин позволяет распознавать их в шлифах, что абсолютно невозможно для остракод.

Все вышесказанное с полной очевидностью привело к тому, что фораминиферами занимались

много, регулярно и повсеместно, создав в результате капитальную стратиграфическую основу, вполне удовлетворяющую требованиям геологии XX в.

Несравнимо более сложные, активные и толерантные к солёности остракоды, проигрывая фораминиферам в массовости, разнообразии и встречаемости, предоставляют, однако, совершенно иные возможности. Именно по ним проводилось расчленение и корреляция пресноводных и солоноватоводных бассейнов, где фораминиферы практически отсутствуют. Они имеют бентосную личинку, в отличие от планктонной у фораминифер, поэтому расселение и миграции остракод не зависят от поверхностных течений. Придонные течения влияют на их распространение лишь в той мере, в какой температурный, химический, газовый и т.д. режим их вод отличается от такового соседней водной массы. Но направление течения как таковое значения не имеет. Это делает остракод более надёжными индикаторами придонных условий и определяет их высокую ценность для палеобиогеографических и палеоэкологических реконструкций.

Тафономические наблюдения над положением целых раковин и отдельных створок остракод в породе и за их соотношением позволяют проводить весьма детальные реконструкции придонной гидродинамики и скоростей осадконакопления, что по фораминиферам невозможно.

Кроме того, растут остракоды дискретно, посредством периодических линек, и пристальное внимание к их личинкам раковинам также может сильно повысить разрешение при палеорекострукциях.

Например, интересная закономерность в распределении личинок видов – экологических антиподов наблюдалась автором в разрезе нижнего келловоя Курской области. Две сильно отличающиеся ассоциации остракод, отвечающие высокому и низкому стоянию моря, несколько раз сменяют друг друга вверх по разрезу. В случае резкой смены этих ассоциаций, на их границе предполагалось наличие скрытых перерывов, но в ряде случаев был зафиксирован сравнительно постепенный переход, выраженный в совместной встречаемости в образцах видов-индикаторов обеих обстановок.

Примечательно то, что в зоне перехода встречены не взрослые особи экологических антиподов *Neurocythere cruciata franconica* (Triebel) (индекс мелководья) и *Fastigatocythere interrupta directa* Wienholz (индекс относительно глубокой обстановки), а только их личинки. По ходу смены одной обстановки другой в образцах постепенно исчезают личинки более старших стадий вида-индикатора одних условий и постепенно же начинают появляться личинки все более поздних генераций вида-антипода. Таким образом, остракоды маркируют постепенную смену двух фаций постепенной заменой видов-антиподов, выраженной во все более уменьшающемся возрасте личиночных генераций уходящего вида и все более возрастающем возрасте личинок наступающего.

Смена других, сопутствующих, видов в сменяющихся ассоциациях может проходить не обязательно одновременно и несколько растягиваться по времени. Таким образом, закономерность встречаемости личиночных генераций у остракод – экологических антиподов может быть использована при весьма детальных палеорекострукциях, в случае совместного нахождения этих видов в образцах. Тогда, имея даже весьма фрагментарную часть разреза для изучения, удастся распознать, какая из обстановок являлась уходящей, а какая шла ей на смену.

Другой пример показывает ценность использования личинок остракод собственно для стратиграфии. Изучив из апшеронского яруса Азербайджана разновозрастных личинок вида *Cytherissa bogatschevi* Livental, В.Э. Ливенталь установил, что редукция определенных бугорков, свойственных лишь личинкам и плохо выраженных или вовсе пропавших на раковинах взрослых особей, смещается со временем ко все более ранним стадиям. Составив таблицу соотношения филогенеза и онтогенезов (возрастных рядов личинок) с разных стратиграфических уровней апшеронского яруса, он показал, что при помощи его метода (названного палеобиогенетическим) можно лишь посредством изучения нескольких личиночных генераций одного вида различать в апшеронском ярусе три отдела. Примечательно, что исследованный Ливенталем вид вовсе не является руководящей формой апшерона, встречаясь от понта доныне [2].

Приведенный пример возвращает нас к вопросу о целесообразности использования остракод для стратиграфии бассейнов с нормальной солёностью, где в избытке имеются фораминиферы. Благодаря изучению остракод [3] и фораминифер [4] из одних и тех же образцов (средний оксфорд – нижний кимеридж разреза Михаленино, Костромская обл.), удалось показать, что, во-первых, расчленение разреза по остракодам оказалось даже более дробным, чем по фораминиферам (рис. 1). Связано это с тем, что выделенные слои и подслои с остракодами (и комплексы фораминифер) имеют под собой событийную основу. Более сложные остракоды реагировали изменением систематического состава сообществ даже на такие кратковременные либо незначительные события, которые фораминиферы практически не замечали. Во-вторых, нижняя граница любого стратона с остракодами отмечается в разрезе всегда ниже, чем у отвечающего ему комплекса фораминифер; совпадение границ стратонов по обеим фаунам означает скрытые в разрезе перерывы. Так что в любом случае остракоды реагировали на события быстрее фораминифер.

Надо сказать, что весьма высокие чувствительность и реактивность остракод, существенно превышающие таковые фораминифер, неоднократно и повсеместно наблюдались в современных морях (устные сообщения Хулио Родригес-Лазаро (Julio Rodriguez-Lazaro), Университет Бильбао, Испания; Е.И. Шорникова, ИБМ ДВО РАН, Владивосток).

Аналогичная картина с более ранней у остракод, чем у фораминифер, сменой комплексов подмечена в голоценовых осадках моря Лаптевых, изученных по многим скважинам (устное сообщение Е.Е. Талденковой, географический фак-т МГУ, Москва). То же самое можно видеть в разрезе валанжин-барремских отложений, вскрытых скважиной № 140 на о. Колгуеве (Баренцево море) [1], – дробность расчленения по остракодам выше, чем по фораминиферам, и нижняя граница остракодовых стратонах фиксируется раньше, если нет перерывов. Известно, что вся стратиграфия юры Германии построена именно по остракодам, фораминиферы считаются менее точными [5–7]. К таким же выводам пришла В.А. Чижова (ВНИГНИ, Москва), работая с каменноугольными остракодами Восточно-Европейской плиты (устное сообщение).

Итак, вопреки бытующему мнению, стратиграфический потенциал бентосных остракод не только не уступает таковому бентосных фораминифер, но и превышает его.

Неоднократно возникавшие сходные обстановки, обусловленные действиями периодических процессов, могут приводить к появлению на разных уровнях разреза трудноразличимых ассоциаций остракод. Как, например, слои с *Tethysia* sp. – *Platylophocythere hessi* 1 и 2 в разрезе Михаленино, или две ассоциации остракод нижнего келловея Курской обл. (см. выше). Поэтому для разработки остракодовых стратиграфических схем нового поколения дробность изучения остракод в разрезах должна быть на уровне аммонитовых биогоризонтов (для мезозоя; для других эратем есть другие ортостратиграфические группы), а изучаемые разрезы охватывать достаточно протяженный временной интервал, насыщенный разными событиями, и быть хорошо датированы. Это позволит реконструировать по остракодам историю региона максимально подробно, и станет основой

региональной стратиграфической схемы нового поколения, более точной, чем существующие схемы по фораминиферам.

Работа поддержана грантом РФФИ № 09-05-00456.

Литература

1. *Куприянова Н.В.* Нижнемеловые остракоды острова Колгуев // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики: Сб. научных трудов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 92–98.
2. *Ливенталь В.Э.* Палеобиогенетический метод стратиграфического расчленения отложений // Докл. АН СССР, 1949. Т. 64, № 1. С. 111–112.
3. *Тесакова Е.М., Гужов А.В.* Среднеоксфордские – нижнекимериджские слои с остракодами разреза Михаленино (Костромская обл.) и их сравнение с синхронными стратонами Западной Европы // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Саратов: Наука, 2009. С. 240–242.
4. *Устинова М.А.* Распределение зональных видов фораминифер в оксфордско-кимериджских отложениях разреза Михаленино (Костромская область) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Саратов: Наука, 2009. С. 246–248.
5. *Franz M., Tesakova E.M., Beher E.* Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle Jurassic in SW Germany according to Buck (1954) // *Palaeodiversity*. 2009. № 2. P. 119–167.
6. *Schudack U.* Revision, Dokumentation und Stratigraphie der Ostracoden des nordwestdeutschen Oberjura und Unter-Berriasium // *Berliner geowiss. Abh.* 1994. Ser. E. Vol. 11. 193 p.
7. *Schudack U., Schudack M.E.* Ostracods from the Upper Jurassic (Oxfordian – Tithonian) of southern Germany // *J. Micropalaeont.* 2000. Vol. 19. P. 97–112.

НОВЫЕ ВИДЫ ОСТРАКОД НЕОГЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ СВЯЗЬ С ЭНДЕМИЧНЫМИ ВИДАМИ РОДОВ *PSEUDOCANDONA* И *BAICALOCANDONA* оз. БАЙКАЛ

И.И. Тетерина

КузГПА, лаборатория палеонтологии и стратиграфии, г. Новокузнецк, Россия

В течение верхнего палеозоя и мезозоя территория Горного Алтая была областью размыва. В палеогене и неогене здесь в пределах межгорных впадин идет накопление осадков озерно-аллювиального и озерного генезиса, которые имеют стратиграфические аналоги в Туве, Монголии, Забайкалье. Осадки этих районов литологически сходны, вероятно, их накопление шло в одинаковых геоморфологических и климатических условиях.

При изучении фауны остракод кызылгирской свиты (миоцен – плиоцен) Юго-Восточной части Горного Алтая

были выделены новые виды *Candona*, которые по своим морфологическим признакам очень близки современным байкальским *Pseudocandona* и *Baicalocandona*.

Современные виды *Pseudocandona* были описаны З.С. Бронштейном в составе фауны оз. Байкал, их он считал наиболее древними из ныне существующих *Candoninae*. К таким примитивным признакам относятся: неравностворчатость раковин, форма спинного края, скульптурированная поверхность створок, особенности строения мягкого тела рачков.

Г.Ф. Мазеповой были описаны новые виды остракод оз. Байкал, совмещающие в себе признаки *Candona* и *Pseudocandona*. Их она выделяет в новый род *Baicalocandona* по отличию в строении мягкого тела рачков, по трапециевидной (кошельковидной) форме раковины, по форме спинного края левой створки, образующей перегиб в виде «киля».

Находка в отложениях неогена Горного Алтая древних *Candoninae* интересна в плане решения вопроса о происхождении и эволюции современной эндемичной фауны оз. Байкал. Г.Ф. Мазепова указывает на близкое сходство байкальских видов *Pseudocandona* с реликтовой фауной подземных вод Причерноморья, а также с троглобионтами Западной Европы, сохранившими ряд древних признаков. Алтайские виды *Candoninae*, возможно, подтверждают эту наметившуюся зоогеографическую связь.

Ниже приводится описание видов *Candona* из отложений кошагачской и кызылгирской свит Горного Алтая. Палеонтологический материал получен из обнажений кызылгирской свиты в северо-западной части Чуйской впадины (левый берег р. Кызыл-Чин; район Красная Горка) и из скважин (Курайская впадина).

СЕМЕЙСТВО CANDONIDAE KAUFMANN, 1900
ПОДСЕМЕЙСТВО CANDONINAE KAUFMANN,
1900

Род *Candona* Baird, 1845

Candona altaica sp.nov.

Табл. I, фиг. 7–10

Г о л о т и п. Коллекция КузГПА, № 7-103, неоген, кызылгирская свита, р. Кызыл-Чин.

М а т е р и а л. Более 20 створок и закрытых раковин из отложений кызылгирской свиты, р. Кызыл-Чин, участок Красная Горка.

О п и с а н и е. Раковина крупная, трапециевидная (кошельковидная), высокая. Передний конец ниже заднего. Спинной край вогнут, с передним и задним концами образует тупые углы. Длина спинного края составляет половину длины раковины. Наибольшая высота раковины находится на границе спинного и заднего краев и составляет более половины длины. Передний конец равномерно закруглен, задний резко скошен и приострен, с брюшным краем образует острый угол. Брюшной край прямой, небольшая вогнутость видна на внутренней стороне створок, ближе к переднему концу. Левая створка перекрывает правую по всему спинному краю. Спинной край левой створки с внутренней стороны образует килеобразный перегиб, который доходит до середины переднего и заднего концов и заканчивается уплощенными выступами. Очертания правой створки отличаются простым спинным краем (без перегиба), более приостренным и чуть оттянутым задним концом. Раковина умеренно выпуклая, при рассмотрении со спинной стороны видно, что задний конец уже

переднего. Порово-канальная зона узкая с прямыми редкими поровыми каналами, безструктурная пластина на переднем конце в три раза шире, на заднем слабо развита проксимально. Поверхность створок с неясной, сглаженной мелкоячеистой структурой. Ближе к переднему и заднему концам створок на поверхности хорошо просматриваются редкие поры с шиповидными выростами. На поверхности обеих створок имеется небольшой плоский бугорок, расположенный на средней линии ближе к заднему концу. С внутренней стороны створки ему соответствует вдавленность.

Р а з м е р ы: $L - 1,15$ мм, $H_1 - 0,6$ мм, $H_2 - 0,7$ мм.

$L - 1,3$ мм, $H_1 - 0,65$ мм, $H_2 - 0,75$ мм.

$W - 0,5$ мм.

И з м е н ч и в о с т ь проявляется в степени развития плоского бугорка, степени вогнутости спинного края. Личиночные формы отличаются меньшими размерами, прямым спинным краем, более приостренным и оттянутым задним концом.

С р а в н е н и е. По своеобразной кошельковидной форме раковины и по килевидному перегибу спинного края левой створки описываемый вид имеет сходство с видами *Baicalocandona* и *Pseudocandona*, известными в составе современной фауны оз. Байкал.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Юго-Восточная часть Горного Алтая, кызылгирская свита (песчаная толща).

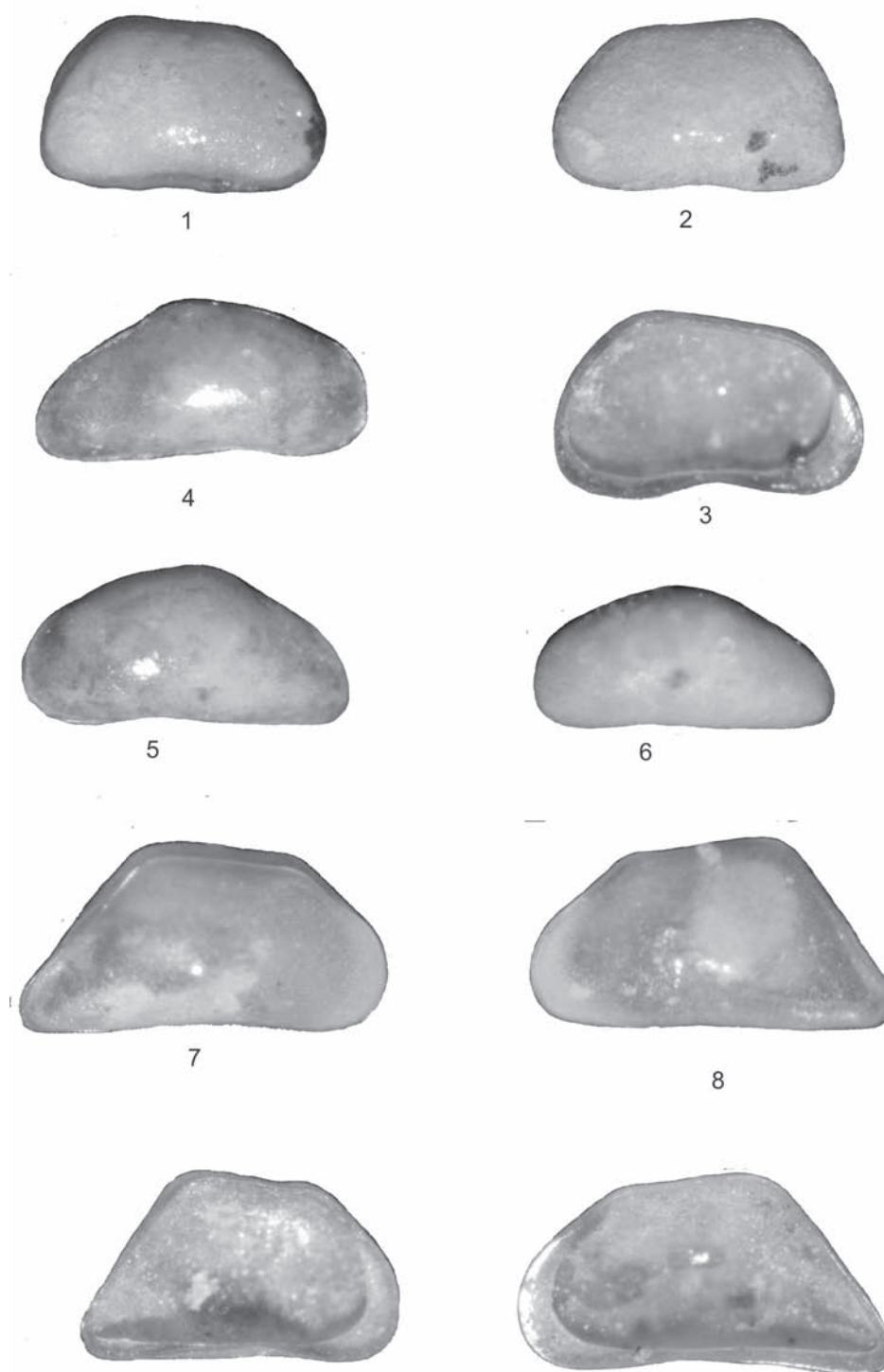
Candona praelustriformis sp. nov.

Табл. I, фиг. 4–6

Г о л о т и п. Коллекция КузГПА, № 1-45, Горный Алтай, Курайская впадина, скв. 14, инт. 290–292 м., поздний олигоцен – миоцен (кошагачская свита).

М а т е р и а л. Несколько десятков закрытых раковин и створок хорошей сохранности из отложений кошагачской свиты.

О п и с а н и е: Раковина крупная, неправильно-треугольная, с наибольшей высотой посередине спинного края. Длина раковины в два раза больше высоты. Передний конец выше заднего, дугообразно закруглен. Брюшной край прямой. Переход от наивысшей точки спинного края к заднему концу пологий, с угловатым перегибом, более явным на правой створке. Задний конец как бы оттянут назад, на высоте 0,3 мм от брюшного края резко закругляется. Здесь у левой и правой створок хорошо видна вдавленность, при рассмотрении закрытой раковины со спинной стороны она образует приостренный край. Раковина неравностворчатая, левая створка перекрывает правую по всему краю. Раковина умеренно выпуклая, более резко закругляется к переднему концу, задний конец как бы оттянут, сужается постепенно. Порово-канальная зона узкая. Внутренняя пластинка более развита на переднем конце раковины. Поверхность некоторых раковин с четкой сетчатой структурой ближе к заднему концу.



Объяснение к таблице

Фиг. 1–3. *Candona confragosa* Markova. 1 – правая створка закрытой раковины, $\times 158$; 2 – левая створка закрытой раковины, $\times 158$; 3 – левая створка с внутренней стороны, $\times 158$. Неоген, кызылгирская свита, Горный Алтай, участок Красная Горка.

Фиг. 4–6. *Candona praelustriformis* sp. nov. 4 – правая створка, $\times 158$; 5 – левая створка, $\times 158$; 6 – левая створка, $\times 158$, поздний олигоцен-миоцен, кошагачская свита, Горный Алтай, Курайская впадина, скв.14, инт. 290–292 м.

Фиг. 7–10. *Candona altaica* sp. nov. 7 – правая створка закрытой раковины, $\times 158$; 8 – левая створка закрытой раковины, $\times 158$; 9 – левая раковина с внутренней стороны, $\times 158$; 10 – правая раковина с внутренней стороны, $\times 158$; неоген, кызылгирская свита, Горный Алтай, Чуйская впадина, р. Кызыл-Чин.

Размеры: $L - 1,425$ мм, $H_{\max} - 0,67$ мм,
 $L - 1,27$ мм, $H_{\max} - 0,625$ мм,
 $L - 1,2$ мм, $H_{\max} - 0,62$ мм,
 $W - 0,45$ мм.

Изменчивость. Проявляется в размере раковин, при этом сохраняется величина отношения длины раковины к ее максимальной высоте. Встречаются раковины с более приостренным задним концом и менее развитой вдавленностью.

Сравнение. Описываемый вид близок к *Candona praelustris* Vodina из отложений миоцена Илийской депрессии.

Отличается большими размерами, прямым брюшным краем, оттянутым задним концом. Данный вид по форме заднего конца створок близок современному виду *Candona fossiliformis* Maserova, который описывается в составе эндемичной фауны озера Байкал. Отличается прямым брюшным краем и более высокими раковинами.

Распространение. Юго-Восточная часть Горного Алтая, Курайская впадина, отложения кошгачской свиты.

Литература

1. Бронштейн З.С. Ostracoda пресных вод // Фауна СССР. Ракообразные. М.; Л., 1947. Т. 2, вып. 1. 339 с.
2. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Труды ГИН. М., 1965. Вып. 126. 242 с.
3. Мазенова Г.Ф. Новый вид Ostracoda из Байкала и его родственные связи с закавказской пещерной фауной // Зоологический журнал. 1970. Т. 49, вып. 11. С. 1632–1636.
4. Мазенова Г.Ф. Новый род Ostracoda в фауне озера Байкал и его отношение к пещерной *Candona taurica* Schorn. из Крыма // Новое о фауне Байкала. Новосибирск: Наука, 1976. Ч. 2. С. 54–79.
5. Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розыева Т.П., Степанайтыс Н.Е. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. 286 с.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДОВ ФОРАМИНИФЕР В КИМЕРИДЖ-ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА ГОРОДИЩЕ (УЛЬЯНОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

М.А. Устинова

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Отложения кимеридж-волжского возраста широко распространены в бассейне р. Волги, где в 25 км выше г. Ульяновска располагается разрез, известный как Городище, который находится ниже одноименной деревни и имеет общую протяженность 3 км [3]. Изучение комплексов фораминифер в нем представляет интерес по двум причинам: во-первых, остается актуальной проблема происхождения высокобитуминозных слюев в волжских отложениях Поволжья и Заволжья, а также наличие их в верхнекимериджских породах и, во-вторых, корреляция отложений волжского яруса Бореальной провинции с его аналогами в провинции Тетис [3].

Материалом для изучения фораминифер послужили образцы, отобранные из пограничных слоев кимериджского и волжского ярусов М.А. Роговым во время полевых работ в 2008 г. Всего изучено 8 образцов. Из верхних 50 см слоя 4 [2] верхнего кимериджа отобрано 4 образца с интервалом 10 см и 4 образца из 0,5 м слоя нижеволжских отложений (слой 5 по [2]). Микрофауна из них выделялась посредством кипячения образца породы с содой, с последующей отмывкой получившейся взвеси через планктонную сетку. Фораминиферы изучались через световой микроскоп при увеличении в $\times 70$. Микрофауна присутствует во всех образцах.

История изучения разреза Городище насчитывает более 150 лет. Он был открыт экспедицией Палласа

в 1801 г., впервые описан Р. Мурчисоном в 1845 г. [6]. Макрофауна в нем изучается более 100 лет, в то время как изучение микрофауны, в частности, фораминифер началось в конце 30-х гг. прошлого века. В 1939 г. Е.В. Мятлюк одна из первых предложила расчленение по фораминиферам нижеволжских отложений Среднего Поволжья. В 40–60-е гг. XX в. в связи с практическими требованиями нефтяной геологии фораминиферы региона изучались Л.Г. Дайн, Е.В. Быковой, Т.Н. Хабаровой, А.В. Фурсенко [5]. С 1960-х гг. и до 2000 г. фораминиферы разреза Городище изучались К.И. Кузнецовой.

В разрезе Городище граница между кимериджским и волжским ярусами литологически не выражена. Отложения верхнекимериджского подъяруса (слой 4 [2]) представлены глиной известковистой, серой и светло-серой общей мощностью 3–3,5 м. Из верхних 0,5 м выделен следующий комплекс фораминифер: *Ammobaculites haplohragmoides* Furs. et Pol., *Astacolus klahni* (Mjatljuk), *Citharina raricostata* (Furs. et Pol.), *Citharina parallela* (Biel. et Pozar.), *Epistomina tatarsiensis* (Dain), *E. praereticulata* (Mjatljuk), *E. stelicostata* Biel. et Pozar., *Haplophragmium monstratus* (Dain), *Kutsevella verus* (Dain), *Lagena hispida* Reuss, *Lenticulina sublenticularis*, *Marginulina buskensis* Biel. et Pozar, *M. robusta* Reuss, *Mironovella alveolata* (Mjatl.), *Nubecularia mirabilis* (E. Bykova), *Pseudolamarckina polonica* Biel. et Pozar., *P. pseudor-*



Рис. 1. Распределение видов фораминифер в кимериджско-волжских отложениях разреза Городище

jasanensis Dain и др. (рис. 1). Наличие таких видов, как *E. tataricensis*, *H. monstratus*, *K. verus* и *P. pseudorjasanensis* позволяет отнести этот комплекс к зоне *Haplophragmium monstratus* – *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* [1].

Нижеволжские породы образованы глиной темно-серой и серой, известковистой, с карбонатными и глинисто-карбонатными стяжениями в основании слоя [1].

В них обнаружен комплекс фораминифер, характерный для зоны *Pseudolamarckina bieleckae* – *Verneuilinoides kirillae*: *Astaculus nascens* K. Kuzn., *Gaudryinella decurvata* Dain, *Pseudolamarckina bieleckae* Dain, *Epistomina praereticulata* Dain. Кроме этих видов, определены *Citharina raricostata* (Furss. et Pol.), *Citharina ornitocephala* (Wisniowski), *Lagena apiculata* (Reuss), *Lagena pseudosulcata* Dain, *Lenticulina hoplitiformis* K. Kuzn., *Marginulina robusta* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *Marginulinopsis crepidulaeformis* Gumbel, *M. embaensis* (Furss. et Pol.), *Pseudolamarckina bieleckae* Dain, *P. pseudorjasanensis* Dain, *P. polonica* Biel. et Pozar. и др. Здесь в единичных экземплярах встречаются виды, характерные для вышележащей зоны: *Epistomina stellcostata*, *Mironovella gemina*, *Marginulinita kasakhstanica* Kasan., *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol.

Рубеж кимериджского и волжского веков представляет собой единый рубеж в развитии сообщества фораминифер разреза Городище, представленного только бентосом. Секретионные формы преобладают над агглютинирующими [5]. Палеогеографические условия обитания фораминифер в это время подробно рассмотрены в работе К.И. Кузнецовой, где она указывает, что сообщества развивались в условиях подвижных придонных вод и обильного притока питательных веществ, в мелководном теплом эпиконтинентальном бассейне. В начале волжского века подвижность вод увеличилась, что привело к более интенсивному выносу алевритовых примесей в осадок и, как следствие, увеличению видового разнообразия фауны фораминифер [4, 5].

На этом относительно спокойном палеогеографическом фоне интересным представляется то, что виды-индексы зон появляются не внезапно, а постепенно, в единичных экземплярах в нижележащей

зоне, и быстро возрастают в количестве в той зоне, которую они определяют. Так, *Mironovella gemina* и *Marginulinita kasakhstanica*, являющиеся видами-индексами зоны *Marginulinita kasakhstanica* – *Lenticulina undorica*, встречаются и в нижележащей зоне, так же как и *Saracenaria pravoslavlevi*.

В качестве общего вывода можно заметить, что несмотря на то, что фораминиферные комплексы разреза Городище хорошо изучены, требуется более детальный анализ распределения видов-индексов зон и уточнение положения границ зон по фораминиферам. Это представляется актуальным, так как разрез Городище – единственный разрез волжского яруса в России, где он представлен полностью, и может претендовать на стратотип волжия – титона Бореальной области.

Автор благодарит М.А. Рогова за предоставленные материалы и помощь в процессе работы.

Работа выполнена при поддержке гранта «Ведущие научные школы России» под руководством В.Е. Хаина, НШ-651.2008.5ю.

Литература

1. Азбель А.Я., Григалис А.А., Кузнецова К.И. Юрская система. Верхний отдел. Европейская часть СССР // Практическое руководство по микрофауне СССР. Л.: Недра. 1991. Т. 5: Фораминиферы мезозоя. С. 64–76.
2. Блом Г.И., Кузнецова К.И., Месежников М.С. Пограничные слои юры и мела в Среднем Поволжье и Рязанской области. Экскурсия 060 // 27 МКК. Центральные районы Европейской части РФСР. Сводный путеводитель экскурсий 059, 060, 066. М.: Наука, 1984. С. 38–49.
3. Вишневская В.С., Барабошкин Е.Ю. Новые данные по биостратиграфии лектостратотипа волжского яруса у д. Городище (Среднее Поволжье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 5. С. 77–86.
4. Даин Л.Г., Кузнецова К.И. Фораминиферы стратотипа волжского яруса // Труды ГИН АН СССР. 1976. Вып. 290. 185 с.
5. Кузнецова К.И. Стратиграфия и палеобиогеография поздней юры Бореального пояса по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. Вып. 332. 124 с.
6. Рогов М.А. Стратиграфия нижеволжских отложений Русской плиты и их корреляция с титоном // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 4. С. 35–51.

БИОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОЛОГОЧАНСКОЙ ПЛОЩАДИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ (УСТЬ-ЕНИСЕЙСКИЙ РАЙОН, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.Н. Хафаева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Материалом для данной работы послужила коллекция фораминифер, полученная в результате обработки образцов из нижнемеловых отложений

(верхний берриасс – нижний готерив) скважин Северо-Вологачанская-18, Северо-Вологачанская-23 и Вологачанская-23. Скважины расположены в

северо-восточной части Западной Сибири, между р. Енисей и о. Пясины (рис. 1). Разрезы нижнего мела (нижнехетская и суходудинская свиты) сложены сероцветными и зеленовато-серыми алевролитами с мало-мощными прослоями глин и песков (рис. 2). В данной работе представлены результаты биофациального анализа, основанные на данных по латеральному распределению бентосных фораминифер.

Распределение фораминифер, их таксономический состав и структура ассоциаций зависят от многих абиотических факторов, колебание каждого из них вызывает ответные изменения в составе и структуре сообществ [1, 3, 8]. При реконструкции ассоциаций особое внимание уделялось количественной оценке частоты встречаемости каждого рода, с последующим пересчетом их процентного соотношения [6, 3], устанавливались доминирующие роды и анализировались гистограммы таксономического разнообразия для отдельных временных срезов. Это позволило выявить определенные типы ископаемых сообществ, название которых дается по преобладанию того или иного таксона с содержанием в сообществе более 20%.

В прибрежных зонах с нестабильным солевым режимом изобильны практически моновидовые поселения 95–100% *Ammodiscus* в валанжине и *Glomospirella* в нижнем готериве, более редки *Saccammina* (до 5%) (рис. 2).

Ассоциации верхней сублиторали, относительно удаленной от берега, представлены *Ammodiscus-Cribrostomoides-Lenticulina* для начала раннего валанжина и *Cribrostomoides-Recurvoides-Lenticulina* для второй половины валанжина – раннего готерива. Сообщества таксономически обеднены и состоят из 2–5 родов и 2–3 семейств. Ассоциации микробентоса начала раннего валанжина характеризуются резким доминированием *Ammodiscus* – 65–75%, субдоминантами являются *Cribrostomoides* – 15–23%, *Lenticulina*,

Marginulina – 15–25%, в небольших количествах встречаются *Recurvoides*, *Bulbobaculites* – до 3%.

В сообществах микробентоса второй половины валанжина – раннего готерива доминируют *Cribrostomoides* – 65–80%, субдоминантами являются *Recurvoides* – 10–30%, *Lenticulina*, *Astacolus* – 10–25%, незначительную роль играют *Saracenaria*, *Hyperammina* – до 5–7% (рис. 2).

Ассоциации средней сублиторали, приближенной к берегу: *Ammodiscus-Ammobaculites-Trochammina-Lenticulina* для позднего берриасса, *Cribrostomoides-Valanginella-Lenticulina-Dentalina* для раннего валанжина и *Cribrostomoides-Ammodiscus-Lenticulina-Hyperammina* для позднего валанжина – раннего готерива.

Сообщества микробентоса разнообразны, представлены 8–13 родами из 6–7 семейств. В ассоциациях позднего берриасса существенную роль играют *Ammodiscus* – 20–48%, *Ammobaculites* – 24–40%, *Trochammina* – 18–25%, *Lenticulina* – 15–20%, незначительная доля в сообществах принадлежит *Marginulina*, *Astacolus* – до 10%, *Bulbobaculites* – 3–13%, *Recurvoides* – 3–5%, *Globulina* – 1–5%. В раннем валанжине в сообществах микробентоса существенную роль играют представители известковистых фораминифер, доминируя по количеству (до 80%) и по составу.

Доминантами являются известковистые *Valanginella* – 20–40%, *Lenticulina* – 30–35%, *Dentalina* – 10–20%, агглютинирующие *Cribrostomoides* – 20–30% (иногда роль их увеличивается до 50%). Незначительную долю в сообществах играют *Epistomina*, *Marginulina*, *Astacolus*, *Saracenaria*, *Planularia Pseudonodosaria* – до 10%, *Ammodiscus* – 10–15%. В сообществах также встречены *Ammobaculites* – 2–5%, *Globulina* – 1–2%. Характерной чертой данного типа сообществ является наличие представителей теплолюбивых *Valanginella*, *Epistomina*. В позднем ва-

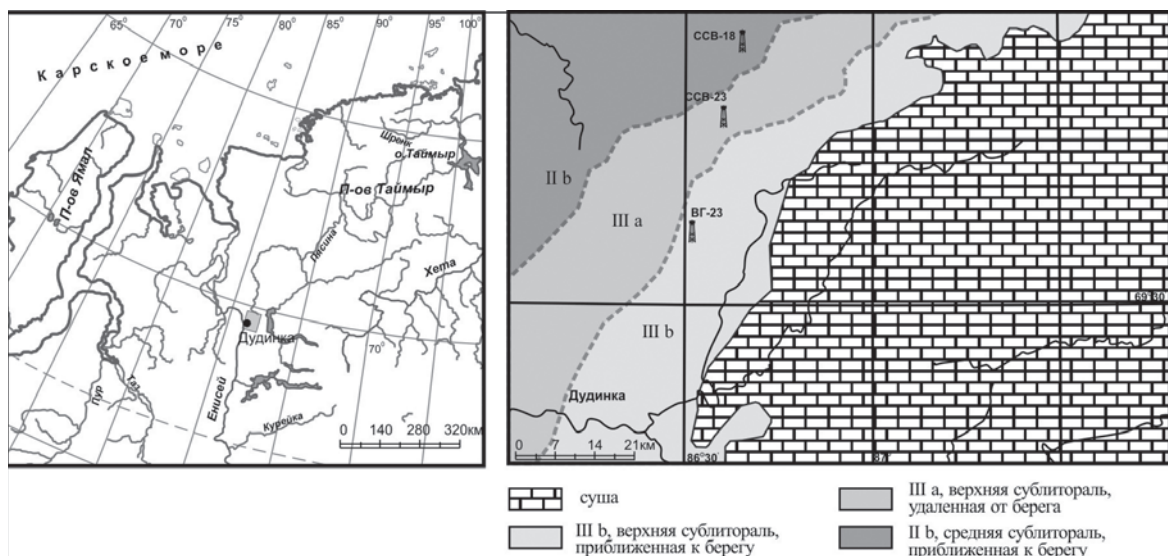


Рис. 1. Местонахождение изученных разрезов и палеогеографическая обстановка в раннем валанжине

ланжине – раннем готериве доминируют в ассоциациях *Cribrostomoides*, составляя 60–70% ассоциаций.

Субдоминантами являются *Ammodiscus* – 11–23%, *Lenticulina* – 15–20%, *Hyperammina* – 10–20%, незначительная доля в сообществах принадлежит представителям *Recurvoides* – 7–9%, *Ammo-baculites* – 3–5%, *Bulbobaculites* – 3–13%, *Globulina* – 1–5%. Роль известковистых фораминифер снижается, обладая родовым разнообразием *Lenticulina*, *Marginulina*, *Astaculus*, *Saracenaria*, *Globulina*, *Tristix*, отличаются количественной бедностью, составляя 5–20% ассоциаций (см. рис. 2).

Общий систематический состав фораминифер свидетельствует, что в течение позднего берриасса, валанжина и раннего готерива на территории Северо-Вологодчанской площади существовал относительно мелководный морской бассейн с нормальной соленостью. В большинстве образцов установлены ассоциации фораминифер, характерные для верхней сублиторали (см. рис. 2). На небольшие глубины палеобассейна указывают широкое развитие бентосных агглютинирующих фораминифер с толстостенной раковиной довольно крупных размеров, присутствие в ассоциациях небольшого количества известковистого бентоса и полное отсутствие планктонных фораминифер. В мелководной зоне сообщества фораминифер немногочисленны, отличаются обедненным составом (2–4 родов из 2–3 семейств), среди живущих здесь форм в изученных разрезах преобладают представители *Cribrostomoides*, *Recurvoides*, *Ammodiscus*, составляя 80–90% популяции. Такие сообщества микробентоса свойственны мелководной части сублиторали, с нормальной соленостью вод и глубинами до 50 м (см. рис. 2) [1, 3, 4, 7–9].

В прибрежной части моря, в песчаных грунтах в условиях подвижной гидродинамики обитали эврибионтные *Ammodiscus*, *Glomospirella*, образующие практически моновидовые сообщества микробентоса (рис. 2). В приближенных к берегу сообществах умеренно глубоководной зоны многочисленны *Ammodiscus*, *Cribrostomoides*, становятся характерными *Valanginella*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Hyperammina* и другие (рис. 2) [3, 4, 10].

Распределение ассоциаций фораминифер по разрезам отражает два этапа в развитии Сибирского палеобассейна в изученном районе: 1) в конце берриасса – средней части валанжина существовал более глубоководный бассейн с часто меняющимися

обстановками; 2) в средней части валанжина – начале готерива бассейн стал более мелководным с относительно выдержанными глубинами верхней сублиторали (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке программ 15 и 17 Президиума РАН.

Литература

1. Булатова З.И., Булыникова С.П., Кисельман Э.Н., Решетникова М.А. К методике палеоэкологических конструкций меловых бассейнов Западной Сибири по фораминиферам и остракодам // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 165–170.
2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бо-реальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 99–128.
3. Киприянова Ф.В., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д. и др. К вопросу экологии мезозойских фораминифер Западно-Сибирской равнины // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 157–165.
4. Никитенко Б.Л. Стратиграфия, палеобиогеография и био-фации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.
5. Никитенко Б.Л., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б. и др. Новые данные по геологии и стратиграфии юры и мела юга Усть-Енисейского района (Норильский промышленный район) // Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа и перспективы их освоения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 131–136.
6. Опорный разрез верхнеюрских отложений р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. С. 14–19.
7. Саидова Х.М. Распределение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане // Тихий океан. Т. 8: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 120–191.
8. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Мирового океана (зональность и количественное распределение). М.: Наука, 1976. 160 с.
9. Хабарова Т.Н. К вопросу о палеоэкологии фораминифер и палеогеографии юрских и раннемеловых бассейнов некоторых районов юго-востока Русской платформы // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 197–201.
10. Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Lebedeva N.K., Ilyina V.I. Micropalaeontological and palynological analyses across the Jurassic – Cretaceous boundary on Nordvik Peninsula, Northeast Siberia // News Letters on Stratigraphy. 2008. Vol. 42. P. 181–222.

СИЛИКОФЛАГЕЛЛАТЫ (DICTYOSOPHUSAEAE) КАЙНОЗОЯ ОХОТСКОГО МОРЯ

И.Б. Цой

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Диктиоховые водоросли, известные больше как силикофлагеллаты, исключительно морские жгутиковые одноклеточные организмы, продуцирующие кремневый скелет. Систематическое положение этой группы микроводорослей до сих пор дискуссионно [16]. Ряд исследователей относят их к золотистым (Chrysophyta) водорослям [2], другие выделяют в самостоятельный класс Dictyochophyceae в отделе гетероконтовых (Heterokontophyta) царства эукариот (Eukaryota) [18]. В настоящей работе виды классифицированы по системе, принятой Desikachary, Prema [12]. Согласно этой классификации силикофлагеллаты относятся к отдельному классу Dictyochophyceae золотистых водорослей. Силикофлагеллаты являются планктонными организмами и встречаются во всех океанах и морях. Они известны с раннего мела, обычно ассоциируют с диатомовыми водорослями, но их содержание в осадках значительно меньше, поэтому

часто им уделяется недостаточно внимания. Изучение силикофлагеллат в материалах глубоководного бурения показало, что они могут успешно использоваться для стратиграфических целей, для региональных и межрегиональных корреляций, а также для восстановления палеотемператур поверхностных вод и других параметров палеосреды.

Исследования, посвященные кайнозойским силикофлагеллатам Дальнего Востока, немногочисленны [1, 2]. В основном, силикофлагеллаты приводятся как сопутствующие в диатомовых комплексах [3, 4, 6–8]. В настоящей работе представлены результаты изучения силикофлагеллат в породах кайнозойского осадочного чехла склонов Курильской глубоководной котловины и трога Кашеварова Охотского моря (рис. 1). Выделение силикофлагеллат из пород проводилось по методике, используемой для диатомовых водорослей с применением тяжелой

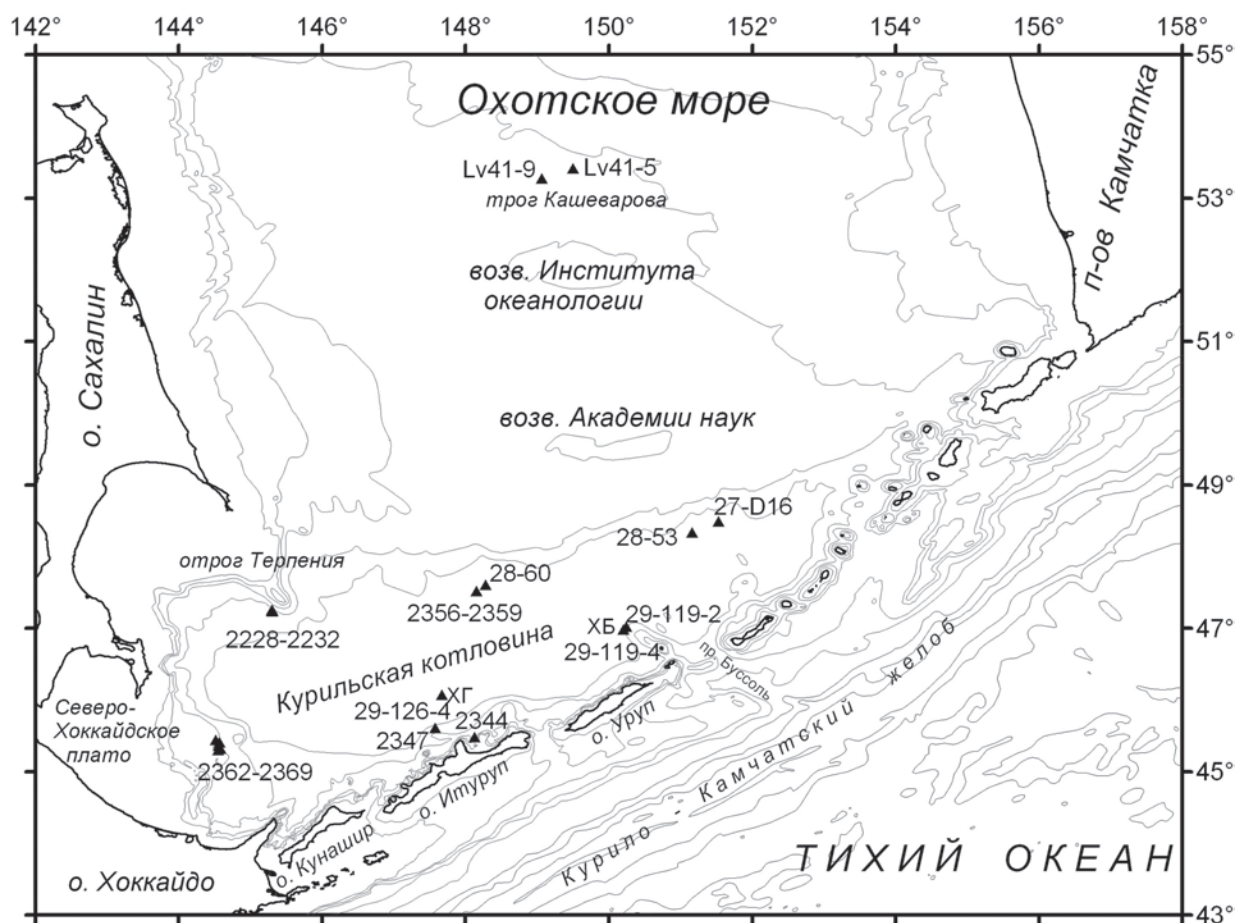
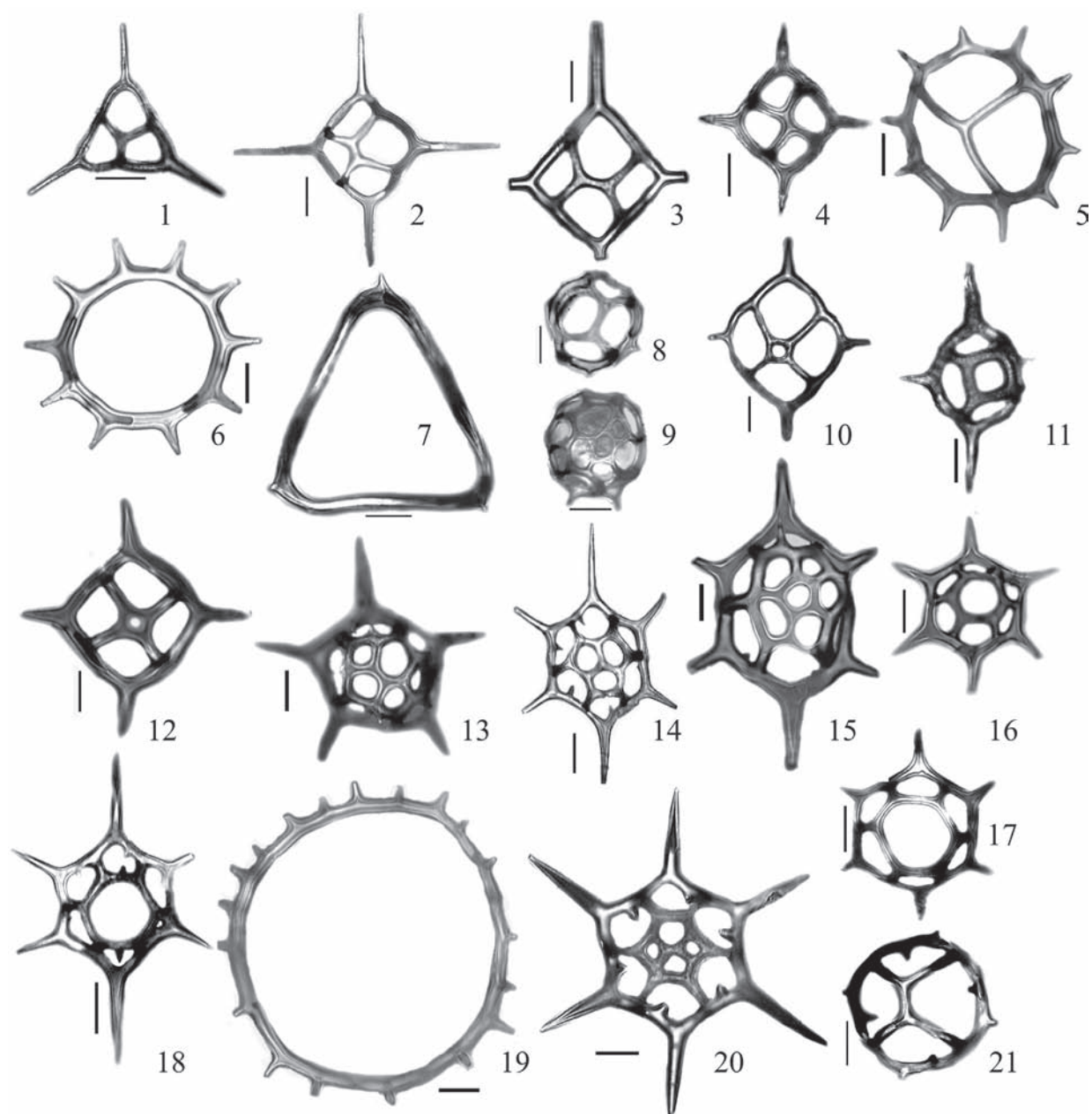


Рис. 1. Местоположение станций с находками кайнозойских комплексов силикофлагеллат в отложениях Охотского моря: ХБ – хребет Броутона; ХГ – хребет Гидрографов



Объяснение к таблице

Характерные виды силикофлагеллат из кайнозойского осадочного чехла Курильской котловины Охотского моря: 1 – *Corbisema triacantha* (Ehrenberg) Hanna, 2 – *Dictyocha* cf. *aspera clinata* Bukry, 3 – *D. longispina* (Lemmermann) Bukry, 4 – *D. fibula* ssp. *fibula* Ehrenberg, 5 – *D. formosa* Bachmann, 6 – *Mesocena stellata* Haeckel, 7 – *Septamesocena apiculata* ssp. *apiculata* (Schulz) Bachmann, 8 – *Distephanus* cf. *antiquus* Gleser, 9 – *Caryocha depressa* (Ehrenberg) Bukry et Monechi, 10 – *Distephanopsis hannai* (Bukry) Desikachary & Prema, 11 – *D. crux* (Ehrenberg) Dumitrica, 12 – *D. crux* ssp. *darwinii* (Bukry) Desikachary & Prema, 13 – *Cannopilus quintus* Bukry et Foster, 14 – *C. triommata* (Ehrenberg), 15 – *C. hemisphaericus* (Ehrenberg) Haeckel, 16 – *Distephanus speculum* (Ehrenberg) Haeckel, 17 – *D. speculum patulus* Bukry (Ehrenberg) Haeckel (обр. 2369-16т), 18 – *D. takayanagii* Kobayashi, 19 – *Paramesocena apiculata* (Lemmermann) Locker & Martini, 20 – *Cannopilus jimlingii* (Bukry) Desikachary & Prema, 21 – *Dictyocha subarctios* Ling. 1 (обр. 2229а). 2–4, 14 (обр. 2356-1) – поздний олигоцен-ранний миоцен, 5, 17 (обр. 2369-16т), 7 (обр. 2229-3а), 8, 10–13, 15, 16 (обр. 2363-2а-1т) – ранний миоцен, 6, 9 (обр. 2228-2) – начало среднего миоцена, 18, 19 (обр. 2347) – конец позднего миоцена, 20 (обр. 2362-2) – ранний плиоцен, 21 (обр. 119-4-1) – конец позднего плиоцена-плейстоцен. Масштабная линейка – 10 мкм.

калиево-кадмиевой жидкости. В изученных районах Охотского моря осадочный чехол представлен двумя разновозрастными комплексами пород с кремнистыми микроископаемыми (диатомеи, радиолярии, силикофлагеллаты) хорошей сохранности: комплекс 2 (поздний олигоцен – начало среднего миоцена) и комплекс 1 (конец позднего миоцена – плейстоцен) [5]. Всего в кайнозойских отложениях Охотского моря установлено 49 видовых и внутривидовых таксонов силикофлагеллат, принадлежащих 10 родам: *Distephanus* (14 видов), *Dictyocha* (9), *Cannopilus* (7), *Distephanopsis* (7), *Mesocena* (3), *Paramesocena* (3), *Corbisema* (2), *Septamesocena* (2), *Caryocha* (1), *Paradictyocha* (1). Выделенные комплексы силикофлагеллат ассоциируют с комплексами диатомей северотихоокеанских зон [9, 11, 19] позднего олигоцен – начала среднего миоцена и позднего миоцена – плейстоцена [7]. В отложениях позднего олигоцен (диатомовая зона *Rocella gelida*, 28,2–24,0 млн лет), установленных в центральной части Охотского моря в троге Кашеварова, силикофлагеллаты представлены единственным таксоном *Dictyocha* sp (ст. Lv41-9, гл. 1 450–1 100 м).

Силикофлагеллаты, ассоциирующие с комплексом диатомей зоны *Thalassiosira praeфрага* (24,0–20,3 млн лет) конца позднего олигоцен – начала раннего миоцена, обнаружены в отложениях отрога Терпения, северного склона Курильской котловины и трого Кашеварова. Они представлены видами *Corbisema triacantha*, *Distephanopsis crux*, *D. crux darwinii*, *D. staurodon*, *Distephanus speculum*, *Septamesocena apiculata apiculata*, *S. apiculata curvata*, *Cannopilus hemisphaericus*, *C. triommata*, *C. archangelskiana*, *Dictyocha fibula* и др. (см. таблицу I). Все эти виды характерны для зоны *Naviculopsis lata* конца олигоцен-раннего миоцена, но отсутствие зонального вида и других представителей рода *Naviculopsis*, важных для стратиграфии раннего миоцена разных широт [10, 15, 17], позволяют проводить сопоставление с данной зоной достаточно условно (рис. 1).

Силикофлагеллаты, ассоциирующие с комплексами диатомей зон *Thalassiosira fraga* и *Crucidentacula sawamurae* (20,3–18,4 млн лет) раннего миоцена, установлены в отложениях западного склона Курильской котловины (ст. 2363, гл. 2 700–2 600 м). По видовому составу они близки вышеописанному комплексу, но отличаются появлением видов *Dictyocha formosa*, *Mesocena stellata*, *Caryocha depressa*, *Distephanus speculum patulus* и др. Выделенные комплексы силикофлагеллат также не содержат зональных видов рода *Naviculopsis*, что затрудняет сопоставление с зонами по силикофлагеллатам. Комплексы силикофлагеллат конца раннего – начала среднего миоцена (диатомовые зоны *Crucidentacula kanauae* и *Denticulopsis praelauta*, 18,4–15,9 млн лет), обнаруженные в отложениях этих же районов, а также северного склона (ст. 2356, гл. 2 800–2 600 м) котловины, характеризуются расширением видового состава и высокой

численностью отдельных видов. Они соответствуют по составу комплексу космополитной зоны *Corbisema triacantha*, но отличаются почти полным отсутствием зонального вида *Corbisema triacantha* и резким доминированием холодноводных видов.

Этот период в Северной Пацифике характеризуется первым миоценовым климатическим оптимумом, установленным по разным группам морской и наземной биоты? и преобладание холодноводных видов силикофлагеллат в отложениях Охотского моря отражает, вероятно, локальные условия, возможно, апвеллинга.

Силикофлагеллаты, ассоциирующие с комплексом диатомей зоны *Rouxia californica* (7,6–6,4 млн лет) позднего миоцена, обнаружены в диатомитах из юго-восточного склона Курильской котловины (ст. 2347, гл. 2 700–2 500 м). Они представлены видами *Distephanus takanayagii*, *D. lingii*, *Paramesocena apiculata* и др., характерными для зоны *Distephanus takanayagii* позднего миоцена. Комплексы силикофлагеллат, соответствующие зонам Линга [14] *Cannopilus jimlingii* и *Dictyocha subarctios* плиоцена – плейстоцена, установлены в отложениях всех склонов Курильской котловины, хребтах Гидрографов и Броутона. В осадках позднего плейстоцена силикофлагеллаты представлены единственным видом *Distephanus speculum*. Количество видов силикофлагеллат в изученных отложениях Охотского моря за последние 24 млн лет уменьшилось от 30 видов в раннем миоцене до 4 видов в позднем плиоцене – плейстоцене, что характерно для силикофлагеллат высоких широт [17].

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-I-П17-08, 09-III-A-07-337, 09-II-CO-08-001) и, частично, ФЦП «Мировой океан».

Литература

1. Гладенков А.Ю. О находках силикофлагеллат в палеогене Командорских островов // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 3. С. 493–496.
2. Глезер З.И. Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты) // Флора споровых растений СССР. М.; Л.: Наука, 1966. Т. 7. С. 1–363.
3. Глезер З.И., Долматова Л.М., Лутикина Е.Г. Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботан. журнал. 1986. Т. 71, № 7. С. 851–859.
4. Пушкарь В.С. Диатомеи палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 60–70.
5. Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48, № 3. С. 1–9.
6. Цой И.Б. Эоценовые диатомеи и силикофлагеллаты из отложений Кроноцкого залива (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 72–87.
7. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-

- Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
8. *Шешукова-Порецкая В.С.* Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.
 9. *Barron J.A., Gladenkov A.Yu.* Early Miocene to Pleistocene Diatom Stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP. Scien. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 145. P. 3–19.
 10. *Bukry D.* Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastriichtian to Quaternary marine sediment // SEMP Special Publication. 1981. № 32. P. 433–444.
 11. *Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Oligocene and Early Miocene Diatom Biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP. Scien. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. Vol. 145. P. 21–41.
 12. *Desikachary T.V., Prema P.* Silicoflagellates (Dictyochophyceae). Bibliotheca Phycologica. Band 100. Berlin-Stuttgart: J. Cramer, 1996. 298 p.
 13. *Kobayashi H.* Neogene silicoflagellate biostratigraphy of the Japan Sea Coastal Region, with reference to DSDP Hole 438A // Tohoku Univ. Sci. Rep. 2nd ser. 1988. № 1. 98 p.
 14. *Ling H.Y.* Late Neogene silicoflagellates and ebridians from Leg 128, Sea of Japan // Proc. of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. Vol. 127/128, pt. 1. P. 237–248.
 15. *Martini E., Müller C.* Eocene to Pleistocene silicoflagellates from the Norwegian-Greenland Sea (DSDP Leg 38) // Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Govt. Print. Office. 1976. Vol. 38. P. 857–895.
 16. *Parkinson Ph.* Ontogeny v. Phylogeny: The Strange Case of the Silicoflagellates // Constancea. 2002. № 83. URL: <http://ucjeps.berkeley.edu/constancea/83/parkinson>
 17. *Perch-Nielsen K.* Silicoflagellates // Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, 1985. P. 811–846.
 18. *Van Den Hoek C., Mann D.G., Jahns H.M.* Algae – an introduction to Phycology. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 615 p.
 19. *Yanagisawa Yu., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Journ. Geol. Soc. Japan. 1998. Vol. 104, № 6. P. 395–414.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИИ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ПАЛЕОГЕНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.Г. Шпуль

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

В конце XX и начале XXI в. проводились работы по геологическому, гидрогеологическому и инженерно-геологическому доизучению масштаба 1:200 000 нескольких листов, расположенных в пределах Воронежской антеклизы (ВА). Изучались также листы, находящиеся в Восточной структурно-фациальной зоне палеогена ВА, которая отличается достаточно широким развитием отложений всех отделов палеогеновой системы, а также довольно полным и выдержанным строением разрезов. Благодаря работам по ГДП-200 мы имели возможность проведения детальных палинологических исследований как из опорных обнажений, так и из скважин.

Выделение местных и региональных стратиграфических подразделений проводилось согласно легенде, разработанной Центральным региональным геологическим центром [6]. В 2000 г. бюро МСК России утвердило унифицированные стратиграфические схемы палеогена Юга Европейской России [1], в том числе ВА. В региональной схеме для ВА в палеоцене выделяются сумской надгоризонт с псельским (палинозона или SP 1, 2) и мерлинским (SP 3) горизонтами, в нижнем эоцене – каневский (SP 4, 5), в среднем – бучакский (SP 6, 7), киевский (SP 8a, 8b), в верхнем – обуховский (SP 9), в олигоцене – межигорский (SP 10–12) и берекский, со змиевским подгоризонтом (SP 13–14), горизонты. В соответствии

с Общей стратиграфической шкалой палеогена [1, 6] псельский горизонт относится к дат – зеландскому, мерлинский к верхам зеландского – танетскому, каневский – ипрскому, бучакский – лютетскому (низы), киевский – лютет (верхи) – бартонскому, обуховский – приабонскому, межигорский – рюпельскому, берекский (нижний) – хаттскому ярусам.

На протяжении геологической истории ВА в палеогеновое время состав флоры изменялся под влиянием меняющихся условий внешней среды. Эти факторы воздействовали на растительный мир, вызывая ответные реакции сопротивляющихся им растительных сообществ. Адаптация растений к переменным условиям среды обитания, стремление к сохранению устойчивости популяций и сообществ, при одновременных попытках экспансии и вытеснения конкурентов, определяли богатство и разнообразие флоры исследуемой территории. Происходило ее обновление за счет утраты одних и приобретения других таксонов на родовом и видовом уровнях.

Благодаря полученным палинологическим данным удалось проследить влияние абиотических событий на биотические, а именно развитие флоры и растительности для времени формирования местных, региональных стратиграфических подразделений палеогена ВА. Это важно в связи со сложностью стратиграфии палеогена.

Попытаемся конкретно оценить таксономические потери и приобретения во флорах ВА в ходе палеогеновой истории. Зонально-климатическая ее дифференциация практически не выражена: весь регион отличался весьма сходным по температурно-влажностным параметрам климатом. Более или менее крупные флуктуации климата наблюдались лишь в начале – середине эоцена (потепление) и на рубеже эоцен – олигоцена, когда произошел достаточно быстрый переход от «теплой» (парниковой) к «холодной» (криогенной) биосфере [3], повлекший за собой экспансию умеренной флоры в более низкие широты. Основная тенденция изменений климата с середины эоцена, а соответственно и флор, была ориентирована в сторону постепенного прогрессирующего похолодания. Сказанное позволяет рассматривать флору региона как целое, выделяя особые фазы ее развития.

Значительная часть флоры, в том числе и палинофлоры, палеоцен-эоценового времени уже отождествляется с ныне живущими родами и семействами, поэтому могут делаться выводы о некоторых экологических условиях в растительных сообществах [2, 3, 5]. Флора характеризуется большим разнообразием и богатством состава, ее ядро составляют: стеммы Normapolles, Postnormapolles, турма Longaxones, сем. Fagaceae, Hamamelidaceae. Родовой состав ее следующий: *Nudopollis*, *Trudopollis*, *Triatriopollenites*, *Tripoporollenites*, *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Rhoipites*, *Myrica*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Hamamelis*, *Corylopsis*, *Castanopsis*, *Castanea*, *Fagus*, *Quercus*, *Rhus*, *Aralia*, *Nyssa*, *Myrtus*, *Liquidambar*, *Platanus*, *Nipa*, *Sterculia*, *Magnolia*, *Laurus*, *Sequoia*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Pinus*, *Taxodium* и др. Смена флор, ее доминирующих групп, «потери и приобретения» свидетельствуют о существовании сначала летневлажного субтропического климата (паратропического) с переходом в киевское время к зимневлажному (с жарким и сухим летом), напоминающему средиземноморский [3], с климатическим оптимумом в киевское время, произрастанием лиственных, субтропических, тропических и вечнозеленых лесов. Следует подчеркнуть, что палеоцен-эоценовая флора ВА смешанная и настоящие ее аналоги в современной флоре Земли [2–5] найти трудно.

Изменение флор произошло в позднем эоцене, где возрастает доля участия теплоумеренных элементов. Субтропическая флора позднего эоцена стала приобретать мезофильные черты. Климат был еще субтропическим и даже переходным к умеренному. Рубеж эоцена и олигоцена ознаменовался небольшим биотическим кризисом, который обусловил смену бореальных флор: субтропический тип меняется на «тургайский» (по А.Н. Криштофовичу). Последний включает в себя комплекс родов растений, приспособленных к обитанию в умеренно-теплом влажном климате.

Начало олигоценового времени характеризуется похолоданием, что также нашло отражение в составе флор – увеличении роли хвойно-широколиственных (особенно сем. Pinaceae и Taxodiaceae) и сокращении субтропических, тропических видов растений. Ядро тургайской флоры составляют другие семейства: Pinaceae, Taxodiaceae, Juglandaceae, Fagaceae, Betulaceae, Ulmaceae. В его состав входят сосновые (*Pinus*, *Tsuga*, *Abies*, *Pseudolarix*) и таксодиевые (*Sequoia*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*), разнообразные сережкоцветные – *Populus*, *Comptonia*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*, а также *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*, *Magnolia*, *Cercidiphyllum*, *Liquidambar*, *Hamamelis*, *Nelumbo*, *Ailanthus*, *Eucommia*, *Phellodendron*, *Acer*, *Rhus*, *Tilia*, *Fraxinus* и др. Тургайский этап развития флоры не был однородным. В начале этапа (межигорское, пасековское время) она была переходной, т.к. «впитала» элементы умеренно-теплой флоры, но еще не потеряла некоторых субтропических, характерных для раннего олигоцена южных районов Бореальной области, составляющих. Началось преобразование субтропической флоры в теплоумеренную «тургайскую». К концу раннего олигоцена повсеместно происходит вымирание древних, архаических форм цветковых и голосеменных растений, характерных для предшествующих эпох, «феномен» листопадности достигает максимума и на исследуемой территории развиваются флоры типично «тургайского» типа.

Сумской надгоризонт. Мерлинский горизонт. Характеризуется палинозоной SP 3 «*Trudopollis menneri* – *Nudopollis thiergarti* – *Interpollis supplinensis*».

Главную роль в палинофлорах играют таксоны древних покрытосеменных неясного систематического положения (88–90%). Характерна пыльца стеммы Normapolles Pflug (14–16%) формальных родов *Trudopollis*, *Nudopollis*, например *Nudopollis thiergarti* Pflug, *Trudopollis menneri* (Mart.) Zakl., *T. pertrudens* Pflug, *T. dubius* Manyk., *T. major* (Mart.) Zakl., *T. pompeskii* (R. Pot.) Pflug. Их участие и видовое разнообразие в более молодых отложениях незначительно. Богато и разнообразно представлена пыльца стеммы Postnormapolles Pflug (до 50%) и преимущественно орган-родов *Triatriopollenites* (до 35%) и *Tripoporollenites* (до 11%), которые в более молодых комплексах будут развиты широко. Отмечаются таксоны турмы Longaxones Pflug (14–24%) формальных родов *Tricolpopollenites* (12–20,5%) и *Tricolporopollenites* (2,5–4%). Количество естественных таксонов не превышает 20%. Палинокомплексы такого типа описываются из верхнепалеоценовых отложений различных районов бывшего Советского Союза и принадлежат Европейской флористической провинции [3]. В позднем палеоцене на территории ВА существовала однородная довольно богатая и разнообразная (около 100 видов) флора гелинденского

(по А.Н. Криштофовичу) типа, характерная для зоны паратропического климата. Доминирующими ее компонентами являются растения субтропического и тропического родства с обилием и разнообразием «древних» покрытосеменных, небольшим – «продвинутых» родов.

Каневский горизонт. Характеризуется палинозой SP 4 «*Platycaryapollis irregularis* – *Interpollis supplingensis* – *Triporopollenites robustus*». Нижняя граница устанавливается по резкому сокращению количества таксонов стеммы *Normapollis*, увеличению разнообразной пыльцы мелких размеров, в основном трехпорового строения (формальный род *Triatriopollenites*), широко развитой в позднее время. По-прежнему преобладает пыльца формальных родов древних покрытосеменных (67–82%). Отмечается увеличение (до 20%) пыльцы естественных таксонов, а именно: *Myrica*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Castanopsis*, *Castanea*, сем. *Namamelidaceae* и др.

Для выделения палинозоны SP 5 нет палинологических данных.

Бучакский горизонт. Характеризуется палинозой SP 6 «*Castanea crenataeformis* – *Subtriporopollenites costans* – *Pompeckydaepollenites subhercynicus*». Нижняя граница этой зоны устанавливается по резкому увеличению трехборозднопоровой пыльцы, разнообразию субтропических растений (*Sabal*, *Myrica*, *Liquidambar*, *Myrtales* и др.) и отсутствию таксонов стеммы *Normapollis*.

Для палинофлоры характерно господство пыльцы покрытосеменных растений (74–91%) при незначительном участии голосеменных (8–22%). Увеличился процент и разнообразие пыльцы естественных таксонов покрытосеменных (23–39%). Встречена пыльца типа *Myrica* cf. *Faya*, *M.* cf. *Gale*, *M.* sp. (3–6%); из ореховых – *Juglans*, *Platycarya* и *Engelhardtia* (2–4%). Увеличивается количество и разнообразие пыльцы семейств *Fagaceae* и *Betulaceae* (0–4%). В первом (12–20%) чаще других встречается пыльца родов *Castanea* (5–8%) с *C. crenataeformis* Samig. и *Castanopsis pseudocingulum* Boitz. (5–10%), реже *Quercus* (1–4%) с *Q. sparsa* Mart., *Q. gracilis* Boitz. и *Fagus* sp. Единична пыльца сем. *Moraceae*, *Namamelidaceae* и др.

Данных для выделения палинозоны SP 7 нет.

Киевский горизонт. Характеризуется палинозой SP 8 «*Castanopsis pseudocingulum* – *Quercus gracilis* – *Rhoipites granulatus*». Нижняя граница зоны фиксируется полным исчезновением из состава комплекса таксонов стеммы *Normapollis* и появлением пыльцы *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Rhus regularis*, *Rhoipites granulatus*, *Nyssa crassa* и др.

В комплексе преобладает пыльца естественных таксонов покрытосеменных (до 70%). Процент формальных родов (семь) не превышает 25%. Среди покрытосеменных преобладает пыльца сем. *Fagaceae* (до 30%). В киевских палинофлорах прослеживается смена доминирующих групп пыльцы буковых. В наи-

более древних флорах наблюдается обилие пыльцы каштана и кастанопсиса с небольшим содержанием дубов. Они сменяются средним смешанным комплексом, содержащим пыльцу обеих групп с некоторым преобладанием рода *Quercus* (12–16%) с *Quercus gracilis*, *Q. graciliformis*, *Q. conferta*, чуть меньше – *Castanopsis* (6–12%) с *Castanopsis pseudocingulum* и *Castanea* (2–3%) с *Castanea stelmakae*, *C. crenataeformis*, единично – *Fagus*. В позднекиевское время количество пыльцы дубов еще больше возрастает при редукции пыльцы кастанопсиса (терминальный Бартон) [3] и в обуховское время пыльца дубов становится доминирующей. Характерно участие пыльцы четырех родов сем. *Namamelidaceae* (7–10%). Весьма разнообразна пыльца тропических растений. Господствует мелкая трехборозднопоровая и трехбороздная пыльца. Особенностью киевских флор является их ксероморфность, мелколистность и жестколистность.

Обуховский горизонт. Характеризуется палинозой SP 9 «*Quercus gracilis* – *Quercus graciliformis* – *Castanopsis pseudocingulum* – *Tricolpopollenites liblarensis*». Нижняя граница проводится по резкому увеличению количества пыльцы зональных видов, появлению элементов умеренно теплой флоры, выпадению таксонов, имевших широкое распространение в каневское (раннеэоценовое) время.

Межигорский горизонт. Нижнепесковская подсвита. Характеризуется палинозой SP 10-11 «*Taxodiaceae* – *Quercus gracilis* – *Nyssa intermedia*». Она выделена в низах нижнего олигоцена. Нижняя граница фиксируется массовым появлением представителей сем. *Pinaceae* и *Taxodiaceae*, главным образом *Taxodium*, и значительным участием пыльцы мезофильной флоры. Верхнепесковская подсвита. Характеризуется палинозой SP 12 «*Taxodiaceae* – *Carya spracmania* – *Juglans compacta*». Данная палинофлора отличается от предыдущей резким сокращением участия голосеменных и увеличением роли покрытосеменных древесных, представленных очень разнообразно как мезофилами, так и термофилами. Климат был умеренно теплый, временами субтропический, но он стал более отчетливо сезонным. Увеличение роли пыльцы покрытосеменных, в том числе термофилов, отражает начавшееся потепление. Кантемировская свита палинологически не охарактеризована.

Берекский горизонт. Змиевский подгоризонт. Характеризуется палинозой SP 13. Состав палинофлоры свидетельствует о дальнейшем похолодании климата. Среди доминант лесной растительности главенствующую роль заняли разнообразные в таксономическом отношении хвойные и умеренно теплолюбивые сережкоцветные – граб, бук, ореховые и многие др. Встречаются термофилы – *Rhus*, *Ilex*, *Nyssa*. Наблюдается редукция мелкой пыльцы дубов, связанной обычно с вечнозелеными представителями.

Литература

1. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 5. С. 40–51.
2. Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена Внетропической Азии. М.: Наука, 1993. Вып. 475. 140 с.
3. Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–43.
4. Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. М.: ГЕОС, 1996. Ч. 1. С. 31–43.
5. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС, 1999. С. 48–50.
6. Легенда Воронежской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). Утверждена НРС МПР России 30.12.1999 г.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ о. КОТЕЛЬНЫЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

А.В. Ядренкин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В настоящее время остро встает вопрос о необходимости изучения геологического строения шельфа арктических морей России в связи с оценкой их как потенциальных резервуаров углеводородов. Решение данного вопроса предполагает ревизию всего геологического материала, включая оценку состояния биостратиграфической изученности по данной территории, и в первую очередь естественных выходов, расположенных на островах и арктическом побережье. Поскольку в недалеком будущем ожидается начало бурения на шельфе моря Лаптевых, весьма актуальной становится задача разработки детальных биостратиграфических шкал по микрофауне, которая в силу своих мелких размеров и высокой частоты встречаемости является приоритетной группой при исследовании закрытых территорий.

Триасовые отложения на о. Котельном имеют широкое распространение и представлены породами исключительно морского генезиса, общей мощностью более 1 000 м. Изучению фораминифер о. Котельного посвящен ряд работ [1–3], в которых материалы были представлены в виде предварительных определений, а в биостратиграфической схеме [2] отсутствуют описания биостратонов и их детальная стратиграфическая привязка, что весьма затрудняет практическое применение этих данных.

В работе использованы образцы триасовых отложений о. Котельного, собранные А.Ю. Егоровым и А.Г. Константиновым в 1984 г. и любезно предоставленные автору. В процессе микрофаунистического анализа была составлена представительная коллекция фораминифер, характеризующая практически весь триасовый разрез. В результате предложена схема расчленения триасовых отложений о. Котельный по фораминиферам (рис. 1). Выделенные биостратоны в ранге слоев с фораминиферами для нижнего и среднего триаса приводятся впервые, а для верхнего отдела с некоторыми уточнениями и изменениями [7, 8]. Опи-

сание триасовых отложений о. Котельного, нумерация разрезов и пачек в работе приняты по А.Ю. Егорову [4], литостратиграфическая схема по [6]. Все образцы имеют точную привязку, возраст вмещающих толщ определен по макрофауне на зональном уровне в соответствии с разработанными схемами [4, 5].

Слон с *Glomospira aff. perplexa* – *Digitina triassica* установлены на р. Тихой (обн. 185, пачка 6), станционная свита, верхний оленек. Пачка 6 по положению в разрезе между макрофаунистически охарактеризованным нижним оленеком и верхами верхнего оленека, вероятно, отвечает аммоидным зонам *eumphala* – *grambergi* [4]. В комплексе нет явных доминантов, ядро составляют многочисленные *Digitina triassica* Yadrenkin sp. nov. (в печати), *Hyperammia proneptis* Schleifer, крупные *Glomospira aff. perplexa* Franke, *Ammodiscus ex gr. septentrionalis* Gerke, частые *Ammobaculites ex gr. longus* Gerke, *Glomospirella* sp., *Reophax* sp.

Слон с *Gaudryinella aff. kotlensis* – *Gaudryina procera* установлены в анизийских отложениях о. Котельного на р. Прямой (обн. 193, пачка 4, станционная свита, нижний анизий обн. 186, пачка 6, станционная свита, верхний анизий), на побережье Лагуны Станции (обн. 195, пачка 9, станционная свита, средний анизий). Характерной чертой комплекса является появление относительно многочисленных мелких *Gaudryinella aff. kotlensis* Trifonova, *Gaudryina procera* Yadrenkin sp. nov. (в печати), *Verneuilinoides* sp. nov., *Trochammia ex gr. inusitata* Schleifer.

Слон с *Marginulinopsis ex gr. prima* установлены в разрезе на побережье Лагуны Станции (обн. 195, пачка 14, станционная свита, верхний ладин). Комплекс представлен немногочисленными нодозаридами, доминируют *Marginulinopsis ex gr. prima* (Orb.), единичны: *Nodosaria cf. shizishaensis* Kristan-Tollmann, *Pseudonodosaria lubrica* Gerke, *Dentalina cf. gladioides* Gerke, *D. acuta* Schleifer, *D. subexilis* Gerke, *D. pseudola-*

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зоны по аммоноидеям и двустворкам (Егоров и др., 1987; Константинов и др., 2003)	Комплексы фораминифер (Касаткина, 1989)	Слои с фораминиферами (новые данные с учетом Ядренкин, 1991, 1996)		
							Верхний	РЭТ ?
								Норийский
Триасовая	Верхний	Верхний	Monotis ochotica	Ammodiscus ex gr. asper – Reophax metensis	Frondicularia phyllodeaeformis – Geinitzinita tenera			
			Monotis yakutica					
		Средний	Eomonotis pinensis	Ammobaculites rhaeticus – Lagena borealis	Nodosaria levifracta – Frondicularia foliacea			
			Eomonotis daonellaeformis					
			Otapiria ussuriensis	Trochammina alpina – Pseudopachyphloides arcticus		Ichthyolaria acmaea – Vaginulinopsis efimovae		
		Нижний	Pinacoceras verchojanicum	Lingulina borealis – Astacolus cannudatus	Vaginulinops minusculus – Lenticulina aff. gottingensis			
			“Striatosirenites” kinasovi					
		Карнийский	Верх.	S. yakutensis	Ammodiscus glumaceus – Dentalina tenuistriata	Нет данных		
				Y. pentastichus				
			Нижний	“P”.omkutchan. N. seimkanense	Thalmannammina(?) sp. – Marginulina glabra		Marginulinopsis novosibirica – Gaudryinella aff. valis	
				S. tenuis	Gaudryina cf. triadica – Oolina ex gr. apiculata		Gaudryina aff. triadica Nodosaria kotelnensis – Falsopalmula minuta	
		Средний	Ладинский	Верх.	?	Ammodiscus filiformis – Dentalina subexilis	Marginulinopsis ex gr. prima	
	Ниж.			?	Rectoglandulina simpsonensis – Nodosaria nitidana	Нет данных		
	Анизийский		Верх.	Frechites nevadanus	Комплекс мелких аммодискусов и единичных известковистых фораминифер	Gaudryinella aff. kotlensis – Gaudryina procera		

			Сред.	Czekanowskites decipiens				
			Ниж.	L. tardus				
	G. taimyrensis							
	Нижний	Оленекский	Верх.	O.spiniplacatus	Комплекс мелких аммодискусов	Нет данных Glomospira aff. perplexa – Digitina triassica		
				P. grambergi				
			Ниж.	N.contrarium				
				B. euomphala				
				W. tardus				
				L. kolymensis				
H. hedenstroemi	Нет данных							
Индский ?	?	?						

Рис. 1. Схема расчленения триасовых отложений о. Котельный по фораминиферам

teralis Gerke, *Fronicularia* aff. *lepida* Gerke, *Astacolus* ex gr. *varians* (Born.), *Planularia* sp. Интересно, что большинство видов характерны для нижекарнийских комплексов из разрезов севера Средней Сибири.

Слон с *Nodosaria kotelnensis* – *Falsopalmula minuta* установлены в разрезе на побережье Лагуны Станции (обн. 195, пачки 15 и 16, шейнинская свита, нижний карний, зоны *tenuis?* – *omkutchanicum*). Комплекс представлен многочисленными фораминиферами, доминируют мелкие нодозарииды: *Nodosaria kotelnensis* Yadrenkin, *N. ex gr. mitis* (Terquem et Berthelin), *Grigelis borealis* Yadrenkin, обычные: *Falsopalmula minuta* Yadrenkin, *Astacolus egorovi* Yadrenkin, *Fronicularia lepidaeformis* Yadrenkin, *Geinitzinita antiqua* (Gerke), *G. borealis* (Tappan), *Ichthyolaria ex gr. sulcata* (Born.).

Слон с *Gaudryina* aff. *triadica* установлены в разрезе на побережье Лагуны Станции (обн. 199, пачка 1), на р. Тихой (обн. 189, пачки 1, 2), р. Прямой (обн. 2020, пачки 1, 2), шейнинская свита, нижний карний, зоны *omkutchanicum* – *seimkanense*.

В составе комплекса доминируют многочисленные агглютинирующие формы *Gaudryina* aff. *triadica* Kristan-Tollmann, *Ammodiscus ex gr. septentrionalis* Gerke, *Hyperammia proneptis* Schleifer, *Haplophragmoides* sp. nov., известковистые представлены единичными нодозариями, маргинулинами и григелисами.

Слон с *Marginulinopsis novosibirica* – *Gaudrynella* aff. *vallis* установлены в разрезе на рр. Прямой (обн. 2020, пачка 3) и Тихой (обн. 189, пачка 3), шейнинская свита, нижний карний, зоны *omkutchanicum* – *seimkanense*. Для комплекса характерны: *Marginulinopsis novosibirica* Yadrenkin, *Marginulina subnordvikensis* Mjatluk, *M. ex gr. mirifica* Gerke, *Fronicularia lepidaeformis* Yadrenkin, *Grigelis borealis* Yadrenkin, *G. lagoenaformis* Yadrenkin, *G. balyktakhensis* Yadrenkin, *Gaudrynella ex gr. vallis* Trifonova, *Ammodiscus* sp. nov.

Слон с *Vaginulinopsis minusculus* – *Lenticulina* aff. *göttingensis* установлены в разрезе на р. Тихой (обн. 190, пачки 8, 9 и нижняя часть пачки 10), тихорецкая свита, нижний норий. Характерны: *Vaginulinopsis minusculus* Yadrenkin, *Lenticulina* aff. *göttingensis* (Born.) *Astacolus ex gr. calliopsis* Tappan, *Ichthyolaria* aff. *triassica* Gerke, *I. aff. xiphozuroides* Gerke, доминируют: *Ammodiscus ex gr. septentrionalis* Gerke, *Evolutinella* aff. *vertens* (Tappan), редкие *Astacolus* aff. *pediacus* Tappan, *Spirillina gurgitata* Tappan, *Tristix* sp., всего более 50 видов.

Слон с *Ichthyolaria асмаеа* – *Vaginulinopsis efimovae* установлены в разрезе на р. Тихой (обн. 190, верхняя часть пачки 10, пачка 11), тихорецкая свита, верхи нижнего и нижняя часть среднего нория зона *ussuriensis*. Характерны *Ichthyolaria асмаеа* Tappan, *Vaginulinopsis efimovae* Yadrenkin, редкие: *V. robustus* Yadrenkin, *Falsopalmula arignota* Kristan-Tollmann, *Dagysina triassica* Yadrenkin. На этом уровне отмечается массовое появление полиморфинид: *Eogutulina* cf. *permiana* Voronov, *E. telotallata* Kristan-Tollmann, *E. metensis* (Terq.), *Pyrulina ex gr. liassica* (Strickland),

Paleopolymorphina vagina (Terq.), *Sagoplecta humatoides* Tappan, *Sigmomorphyna* sp.

Слон с *Nodosaria levifracta* – *Fronicularia foliacea* установлены в разрезе на р. Тихой (обн. 192, пачки 12–14), тихорецкая свита, средний норий, зоны *daonelaeformis* – *pinensis*. Характерны: *Fronicularia foliacea* Yadrenkin, *Nodosaria levifracta* Kristan-Tollmann, *N. shublikensis* Tappan, *N. doliha* Kristan-Tollmann, *Pseudinodosaria aff. dentaliniformis* Schleifer, *Marginulina aff. incisa* Franke, *Trochammina* aff. *alpina* Kristan-Tollmann, *Globulina topagorukensis* Tappan, *Bullopore ex gr. rostrata* Quenst., *B. globulata* Barnard, *Ammodiscus* aff. *dunkani* Schroeder, *A. ex gr. rhaeticus* Kristan-Tollmann, *Turittellella volubilis* Gerke et Sosipatrova и др.

Слон с *Fronicularia phyllodeaeformis* – *Geinitzinita tenera* установлены в разрезе на р. Тихой (обн. 181, пачка 15, обн. 180, пачки 16–20), тихорецкая свита, верхний норий. Характерными для комплекса фораминифер являются: *Fronicularia phyllodeaeformis* Yadrenkin, *F. xiphoidea* Kristan-Tollmann, *Geinitzinita tenera* (Born.), *Globulina topagorukensis* Tappan, единичные *Trochammina* aff. *alpina* Kristan-Tollmann, *Dagysina triassica* Yadrenkin.

Слон с *Ammodiscus alaskensis* установлены в разрезе на р. Тихой (обн. 194, пачка 22). Возраст отложений считается рэтским условно, его обоснование выполнено по комплексу микрофауны [1], макрофауна отсутствует. Микрофауна представлена видами, встречающимися как в триасовых, так и в юрских отложениях: *Saccamina arctica* Gerke, *S. aff. parvula* Gerke, *Hyperammia proneptis* Gerke, *Jaculella* sp., *Reophax eominutus* Kristan-Tollmann, *R. metensis* Tappan, *R. cf. densa* Tappan, *Ammodiscus ex gr. siliceus* Terquem, *Glomospira perplexa* Franke, *Gaudryina* sp., *Verneulinoides ex gr. contortus* Ziegler, *Ammodiscus alaskensis* Tappan, *A. rhaeticus* Kristan-Tollmann, *Haplophragmoides ex gr. kingagensis* Tappan, *Recurvoides ex gr. canningensis* Tappan, *Vaginulinopsis acruulus* Tappan, *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp.

Работа выполнена при поддержке программ Президиума РАН № 15 и № 17.

Литература

1. Герке А.А. О составе фораминифер из триасовых отложений о-ва Котельного // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1977. С. 50–56.
2. Касаткина Е.А. Триасовые фораминиферы Советской Арктики и Шпицбергена // Ярусные и зональные шкалы boreального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 31–38.
3. Касаткина Е.А., Преображенская Э.Н., Черкесов О.В. Комплексы фораминифер из терригенных пород перми, нижнего и среднего триаса северо-западного побережья острова Котельный // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л.: Недра, 1985. С. 55–61.
4. Егоров А.Ю., Богомолов А.Ю., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений о-ва

- Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987. С. 66–80.
5. Константинов А.Г., Соболев Е.С., Клец Т.В. Новые данные по фауне и биостратиграфии норийских отложений о. Котельного (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 27–39.
6. Решения Третьего Межведомственного регионального совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 268 с.
7. Ядренкин А.В. Стратиграфическое распространение фораминифер в нижнекарнийских отложениях севера Средней Сибири // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1991. С. 49–63.
8. Ядренкин А.В. Биостратиграфическое расчленение отложений верхнего триаса севера Средней Сибири по фораминиферам // Проблемы геологии Сибири: Тезисы докл. науч. конф., посвящ. 75-летию геологического образования в ТГУ. Томск, 1996. Т. 1. С. 199–200.

ДАнные ИЗУЧЕНИЯ ДИНОЦИСТ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ – НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИН 8, 10 РУССКО-ПОЛЯНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В течение позднего мела – раннего палеогена Западная Сибирь представляла собой широкий бассейн морского осадконакопления. В отличие от северной и центральной частей рассматриваемого региона, морской фитопланктон юга Западной Сибири остается пока недостаточно изученным; на настоящий момент здесь исследовано только 3 скважины [1–5, 7]. Скважины 8 и 10 пробурены в Русско-Полянском районе Омской области (рис. 1) и расположены в пределах Барабинской структурно-фациальной зоны. В результате детального изучения диноцист был уточнен возраст ганькинской и люлинворской свит в скв. 10, а также тавдинской свиты в скв. 8.

Ганькинская свита в скв. 10 (275,6–259,9 м) представлена переслаиванием зеленого кварц-глауконитового песчаника и глинистого алевролита. Контакт между ганькинской и люлинворской свитами отмечен прослоем темно-серого алевролита с желваками фосфоритов. Нижняя часть люлинворской свиты в скв. 10 (259,7–237 м) сложена переслаиванием серо-зеленого песчаника и серых опок; средняя часть (237–225 м) представлена переслаиванием серо-зеленого песчаника и серого алевролита; верхняя часть свиты (225–188,2 м) сложена серо-зелеными глинами и алевролитами. Наконец, интервал 188,2–182 м (условно тавдинская свита) представлен серо-зеленым алевролитом, в подошве наблюдается серо-зеленый гравийник. Нижнетавдинская подсвита в скв. 8 (204–150,8 м) представлена глинами зеленовато-серыми, с сидеритовыми конкрециями и марказитовыми примазками; верхнетавдинская (150,8–105,9 м) – глинами плотными зеленовато-серыми, с сидеритовыми конкрециями, в нижней части с отпечатками побегов водного папоротника *Azolla vera*.

В ганькинской свите установлен богатый комплекс диноцист, характеризующийся доминированием *Fromea chytra*, *Cladopyxidium reticulatum*, *Phanerodinium* spp. В низах свиты (275,6 м) установле-

но последнее появление *Eatonicysta hapala*, до кровли свиты постоянно встречается *Alterbidinium acutulium*. По данным [9], последнее появление *E. hapala* приходится на кровлю зоны *Belemnella lanceolata* нижнего маастрихта, а последнее появление *A. acutulium* близко к границе нижнего и верхнего маастрихта (несколько ниже кровли зоны *Belemnella occidentalis*). Таким образом, возраст вмещающих отложений ограничен ранним маастрихтом (рис. 2).

Нижняя часть люлинворской свиты (259,7–237 м) (рис. 2) отмечена присутствием видов *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp. 2 и *Deflandrea denticulata*, что позволяет отнести эту часть разреза к танету (~57.4–55.8? Ma) [8]. Таким образом, в скв. 10 выявлен перерыв в осадконакоплении между ганькинской и люлинворской свитами, соответствующий интервалу верхний маастрихт – даний – зеландий (~69.3–59.5 Ma). Выявленный на глубине 237–233,7 м (рис. 3) комплекс диноцист характеризуется присутствием стратиграфически важных видов *Apectodinium augustum*, *Wilsonidium pechoricum*, *Apectodinium hyperacanthum*, *A. paniculatum*, *A. parvum* и *A. summissum*, что указывает на принадлежность этого интервала событию PETM (палеоцен-эоценовый термический максимум; ~55.8–55.6 Ma) – экстремально теплomu событию раннего эоцена [9].

Интервал глубин 233,7–229 м вмещает комплекс диноцист, характеризующийся массовым присутствием видов группы *Areoligera/Glaphrocysta* и отсутствием типично ипрских таксонов. Скорее всего, этот интервал разреза скв. 10 соответствует интервалу так называемого инициального эоцена (~55.6–55.3 Ma). На глубине 229 м выявлен уровень появления *Wetzelia astra-lobisca*, что соответствует инициальному ипру s.s. (~55.3–54.0 Ma) [8]. Выше по разрезу люлинворской свиты последовательность диноцистовых событий (первые появления *Wetzelia meckelfeldensis*, *Dracodinium simile*, *Dr. vari-*



Рис. 1. Схема расположения скв. № 10

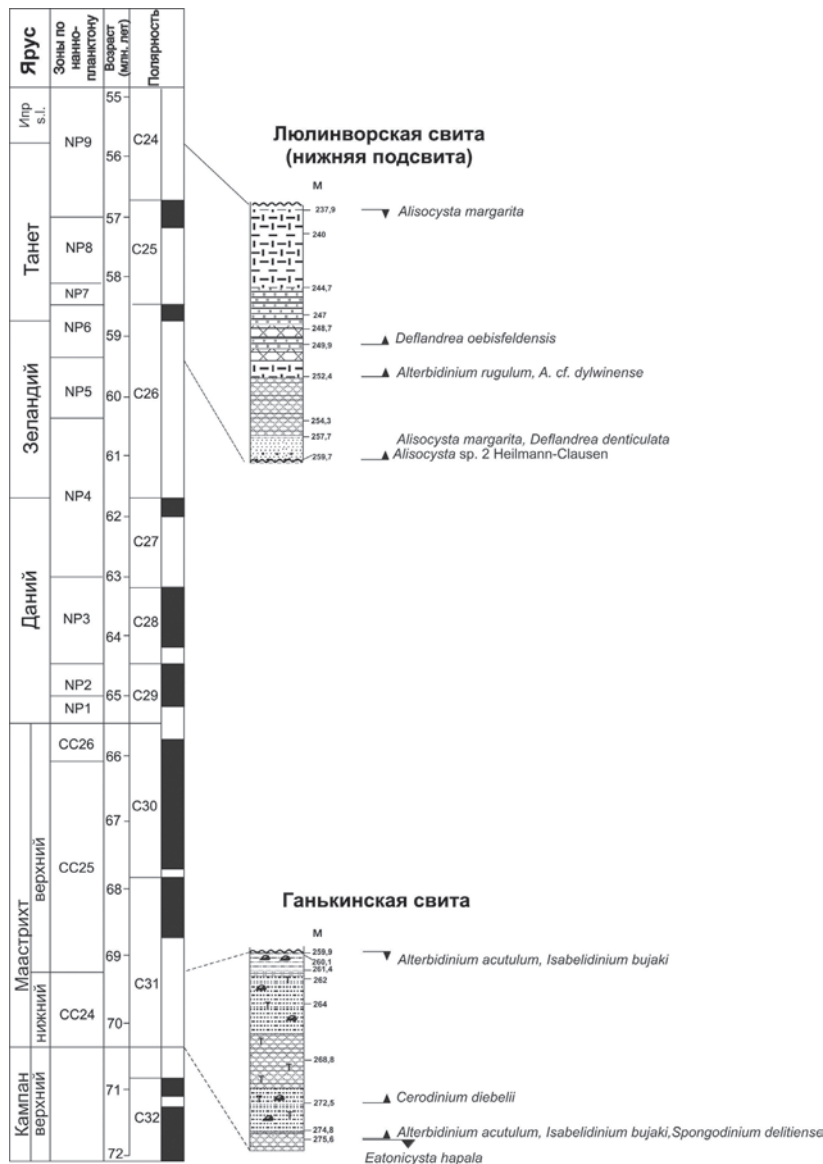


Рис. 2. Стратиграфическое распространение диноцист в ганькинской и люлинворской (палеоценовая часть) свитах в скв. 10

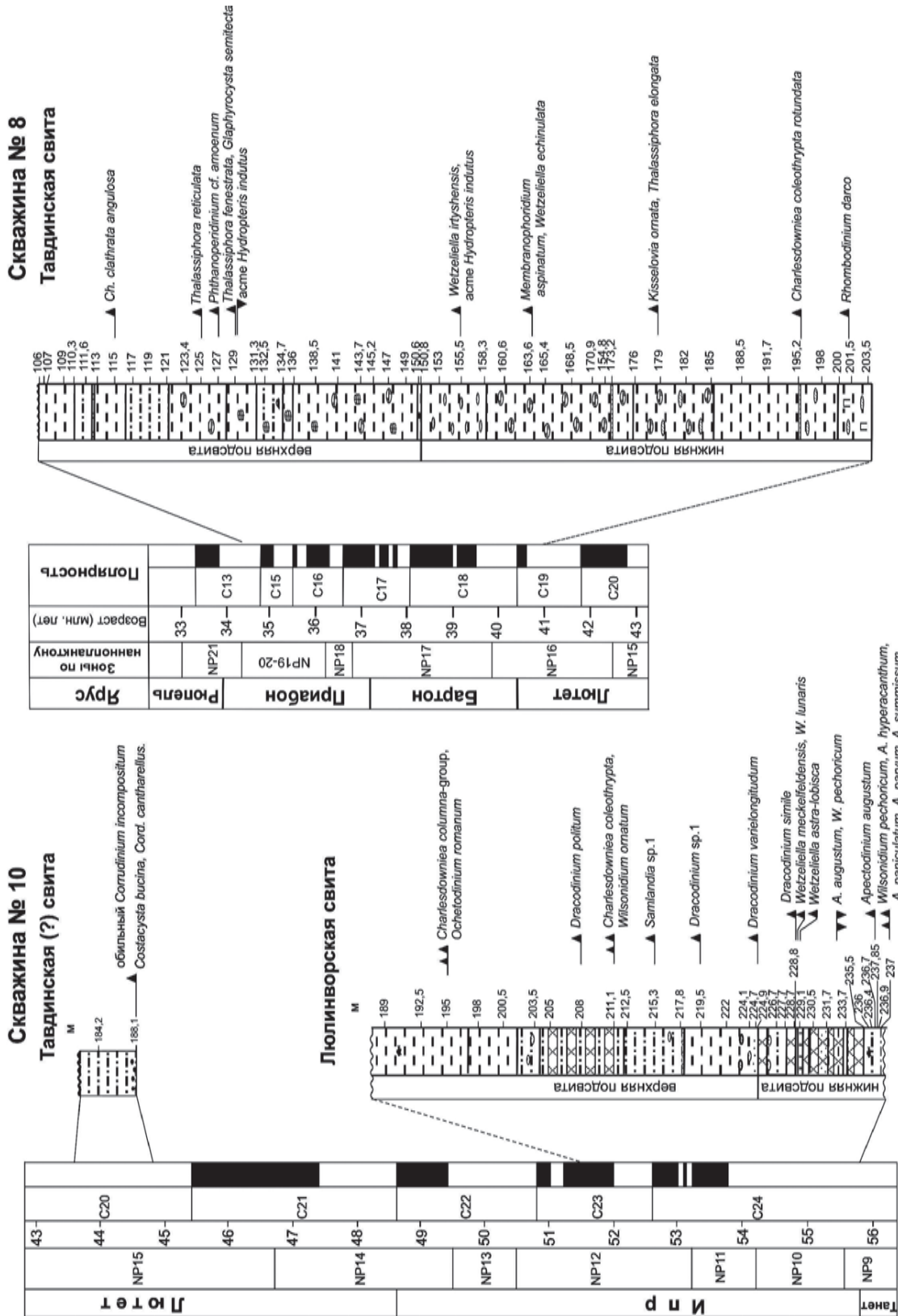


Рис. 3. Стратиграфическое распространение диноцист в эоценовой части люлинворской (скв. 10) и тавдинской (скв. 8) свит

elongitum, *Charlesdowniea coleothrypta*, *Dr. politum*, *Ch. columna*) свидетельствует о ранне-среднеипрском возрасте отложений (~54–51.5 Ma) [8]. Наконец, интервал 188,2–182,0 м, выраженный пачкой серо-зеленого алевролита, включает комплекс диноцист с *Costacysta bucina*, *Cordosphaeridium cantharellus* и обильные *Corrudinium incompositum* среднелютетского возраста [6], и условно отнесен нами к тавдинской свите. Таким образом, в разрезе скв. 10 выявлен стратиграфически важный hiatus, соответствующий позднему ипру – началу лютета (~51.5–45.4 Ma) [8].

Отложения тавдинской свиты в скв. 8 отнесены к верхам лютета – приабону на основе присутствия видов-индексов *Rhombodinium draco*, *Thalassiphora fenestrata*, *Thalassiphora reticulata*, *Charlesdowniea clathrata angulosa* (~40.5–34.8 Ma) [8]. В комплексе диноцист верхов нижнетавдинской и нижней части верхнетавдинской подсвит отмечаются эндемичные таксоны диноцист (*Kisselovia ornata*, *Wetzeliella irtyshensis*) и доминирование (асме) спор водного папоротника *Hydropteris indutus* (рис. 3).

Работа поддержана РФФИ (грант № 09-05-00210а).

Литература

1. Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 1. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 67–93.
2. Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Александрова Г.Н. и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2002. Т. 77, вып. 55. С. 28–48.
3. Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Доля Ж.А. Магнито-стратиграфический и палинологический анализ меловых отложений по скважине 8 Русско-Полянского района (юго-восточная часть Западной Сибири) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19–23 сентября 2008 г. / Под ред. О.С. Дзюба, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 58–61.
4. Кузьмина О.Б., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и магнито-стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 348–363.
5. Яковлева А.И. Эоценовая детальная биостратиграфия и палеоэкологические интерпретации палинологических ассоциаций на примере скв. 011-БП (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии (приложение к журналу «Геология и Геофизика»). 2008. Т. 49, вып. 10–11. С. 370–374.
6. Heilmann-Clausen C., Van Simaey S. Dinoflagellate cysts from the middle Eocene to ?lowermost Oligocene succession in the Kysing research borehole, Central Danish Basin // Palynology. 2005. Vol. 29. P. 143–204.
7. Yakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. Eocene dinoflagellate biostratigraphy of research borehole 011-BP, Omsk region, South Western Siberia // Palynology. In press.
8. Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al. The Paleogene period // A Geologic Time Scale 2004 / Eds. F.M. Gradstein et al. Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.
9. Schiøler P., Wilson G.J. Maastrichtian dinoflagellate zonation in the Dan Field, Danish North Sea // Review of Palaeobotany and Palynology. 1993. Vol. 78. P. 321–351.

СЕКЦИЯ 7. ФЛОРА И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ ФАНОРОЗОЯ

ОСОБЕННОСТИ РАННЕСЕНОНСКОЙ ФЛОРЫ ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА

П.И. Алексеев

БИН РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

В обрамлении юго-восточной части Западно-Сибирской низменности на большой территории развиты континентальные меловые отложения. В них известны многочисленные местонахождения ископаемых растений, которые привлекают внимание палеоботаников со второй половины XIX в.

В 1927 г. было открыто антибесское местонахождение ископаемых растений. Антибесская флора изучалась разными авторами, однако ее монографической обработки проведено не было. Первоначально ее возраст был определен как палеоцен-эоценовый [8, 9]. Более поздние исследователи считали ее датской или маастрихт-датской [2, 3, 7]. В последнее время, на основе изучения предварительных списков определения и фотографий ископаемых растений, возраст антибесской флоры определен как коньякский [5].

В 1947 г. А.С. Кирилловым были собраны растительные остатки из местонахождения по левому берегу р. Кии близ д. Кубаево и на горе Арчекас по правому берегу р. Кии в отложениях, отнесенных им к симоновской свите. Возраст обоих флористических комплексов был определен Т.Н. Байковской как сеноман – турон [3].

К настоящему времени относительно хорошо изученные меловые флоры в Западной Сибири известны только для альба и сеномана – турона. Сведения о сенонских флорах в этом регионе, за исключением предварительных данных о сымской флоре кампанского возраста [5], практически отсутствуют. В связи с этим новые данные по сенонским флорам Западной Сибири важны для изучения развития поздне меловой бореальной флоры данного региона.

С 2005 по 2009 г. экспедициями БИН РАН были собраны большие коллекции ископаемых растений из антибесского местонахождения и с горы Арчекас.

Местонахождение Антибес представляет собой заброшенные карьеры формовочных песков у одноименной станции в 10 км к западу от г. Мариинска Кемеровской области. Гора Арчекас также находится рядом с Мариинском. Флороносные слои этого местонахождения обнажаются на правом берегу р. Кии в 5 км выше Мариинска. Отложения, содержащие ископаемые остатки растений из обоих местонахождений, относятся к нижней подсвите сымской свиты.

Флористические комплексы этих местонахождений представлены одинаковыми видами, что позволяет считать их одновозрастными.

На основе флостратиграфии и с учетом палинологических датировок сымской свиты, возраст флоры местонахождения Антибес был определен как нижний сенон [1, 5, 11], поэтому и возраст флоры горы Арчекас должен быть также определен как нижний сенон.

Изучение флоры антибесского местонахождения показало, что это достаточно разнообразная флора, содержащая более 30 видов растений. Ее характерными чертами являются доминирование покрытосеменных растений, обилие остатков родов *Trochodendroides* и *Paraprotophyllum*. Преобладающие в антибесском флористическом комплексе двудольные покрытосеменные формируют характерный облик данной флоры. Они представлены семействами *Platanaceae* и *Cercidiphyllaceae*, а также рядом родов неопределенного систематического положения. Не менее половины морфотипов покрытосеменных антибесского флористического комплекса характеризуются цельным краем листа. Присутствие голосеменных ограничено тремя видами из семейств *Ginkgoaceae*, *Taxodiaceae* и *Phyllocladaceae*. Папоротники и печеночные мхи представлены относительно большим количеством видов, имеющих неопределенный систематический статус.

При изучении собранных в последние годы коллекций нами установлены следующие роды в составе антибесского флористического комплекса: *Hepaticites*, *Asplenium*, *Hymenophyllites*, *Heroleandra*, *Ginkgo*, *Protophyllocladus*, *Sequoia*, *Trochodendroides*, *Nyssidium*, *Platanus*, *Paraprotophyllum*, *Magnoliaephyllum*, *Liriodendrites*, *Archaeampelos*, *Chachlovia*, *Araliaephyllum*, *Dalembia*, *Disanthophyllum*, *Aristolochites*, *Celastrorhynchium*, *Camptodromites*, *Cissites*.

Коллекция, собранная в местонахождении Арчекас, значительно меньше по объему. В ней содержатся остатки не менее 12 видов растений, преимущественно покрытосеменных. Характерными чертами арчекасского флористического комплекса являются доминирование отпечатков листьев рода *Trochodendroides* и большое количество семян *Nyssidium*, собранных в соплодия. В его составе нами установлены следующие роды: *Asplenium*, *Trochodendroides*, *Nyssidium*, *Platanus*, *Chachlovia*, *Araliaephyllum*, *Dalembia*, *Aristolochites*, *Camptodromites*, *Cissites*.

Различия между двумя флористическими комплексами заключаются, главным образом, в меньшем

количестве видов в арчекасском флористическом комплексе. Наряду с этим можно отметить, что в данном местонахождении отпечатки листьев платанов, отнесенных нами к виду *Platanus simonovskiensis* I. Lebed., многочисленны, а в местонахождении Антибес они встречаются очень редко. Отпечатки плодов рода *Nissidium* многочисленны в Арчекасе, причем они довольно хорошей сохранности и собраны в соплодия. В антибесском местонахождении находки *Nissidium* единичны, этот род представлен отпечатками одиночных семян.

Сходство антибесского и арчекасского флористических комплексов дает основание для отнесения их к единой антибесской флоре раннесенонского возраста.

Сравнение с другими флорами Чулымо-Енисейского района показывает значительные отличия антибесской флоры. Флороносные слои антибесского и арчекасского местонахождений относятся к сымской свите Чулымо-Енисейской впадины и залегают стратиграфически выше образований симоновской свиты. Из верхней части симоновской свиты известна касская флора туронского возраста, с которой антибесская флора имеет довольно мало общих родов. Это *Sequoia*, *Trochodendroides*, *Araliaephyllum*, *Cissites*, *Magnoliaephyllum*, *Menispermities* и *Platanus*. Общие виды для этих флор имеются только среди покрытосеменных, это *Menispermities sibirica* и *Platanus simonovskiensis*.

В каской флоре впервые для Западной Сибири регистрируется род *Pseudoprotophyllum* Hollick [5], имеющий морфологическое сходство (по сравнению с другими родами платановых) с характерным для местонахождения Антибес родом *Paraprotophyllum*. В каской флоре присутствуют роды *Cinnamotophyllum*, *Celtidophyllum* и *Liriodendropsis*, отсутствующие в антибесской. Также для каской флоры эндемичным является род *Tasymia* Golovn. из семейства *Platanaceae* [6].

Сымская флора, как и антибесская, происходит из отложений сымской свиты. Ранее их объединяли в один этап развития меловой флоры в Западной Сибири [7]. Однако исследования антибесского флористического комплекса выявили его значительные отличия от палеофлоры с р. Сым, происходящей из верхов сымской свиты. В сымской флоре, в отличие от антибесской, обильны хвойные из таксодиевых и кипарисовых, а также узколистные нелопастные платановые [5]. Общими таксонами в этих флорах являются только широко распространенные в позднем мелу голосеменные *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, *Protophyllocladus* и *Sequoia*, а также два рода покрытосеменных: *Platanus* и *Trochodendroides*.

Таким образом, по своему систематическому составу раннесенонская антибесская флора сильно отличается от более древних и более молодых палеофлор Чулымо-Енисейского района и отражает отдельный этап развития растительности в позднем мелу на территории Западной Сибири. По схеме, предложенной Л.Б. Головной [5], этот этап называется антибесским.

Он расположен между более древним касским и более молодым сымским этапами.

При сравнении антибесской флоры с разновозрастными флорами Северной Азии выявлено, что наибольшее число общих элементов она имеет с умеренными флорами Сибирско-Канадской палеофлористической области. Это турон-коньякские флоры Лено-Виллойской впадины, Северо-Востока, Сахалина и Северо-Западной Камчатки. В составе этих флор присутствуют роды *Asplenium*, *Ginkgo*, *Sequoia*, *Paraprotophyllum*, *Dalembia*, *Trochodendroides*, *Platanus*, *Magnoliaephyllum*, *Menispermities*, *Araliaephyllum*, *Cissites* и *Celastrophyllum*, присутствующие и в антибесской флоре.

С другой стороны, она имеет очень мало общих элементов с сенонскими флорами Казахстана, за исключением редких находок *Asplenium dicksonianum* и *Sequoia*. В это время на территории Казахстана распространены такие роды, как *Laurus*, *Daphnophyllum*, *Cocculus*, *Illiciphyllum*, *Ficus*, *Andromeda*, *Diospyros*, *Sapotacites*, *Myrsinophyllum*, *Aryskumia*, *Celtis*, *Celtidophyllum* [10]. Сенонские флоры Казахстана характеризуются преобладанием мелколистных и узколистных цельнокрайных морфотипов. В местонахождениях этого возраста не найдено листьев родов *Ginkgo* и *Platanus*. Общий состав флор и морфология листьев указывают на возрастающую ксерофитизацию климата в Казахстане начиная с нижнего сенона [4, 10]. В отличие от них, антибесская флора, находящаяся в более высоких широтах, имеет более гумидный облик. Она более крупнолистная, и в ее состав входит значительное количество морфотипов с зубчатым краем листа.

Отличия в составе раннесенонских флор Чулымо-Енисейского района и Казахстана соответствуют границе между Евро-Синийской и Сибирско-Канадской палеофлористическими областями. Можно сделать вывод, что в это время данная граница проходила южнее Чулымо-Енисейского района, вероятно, через Северный Казахстан. Систематический состав антибесской флоры сформировался разными путями. Часть родов, таких как *Asplenium*, *Heroleandra*, *Sequoia*, *Trochodendroides*, *Araliaephyllum*, *Cissites*, *Magnoliaephyllum*, *Menispermities* и *Platanus*, перешла из чулымской и каской флор. Большая часть из них в антибесской флоре представлена новыми видами. Из видов предшествующих флор в ней сохраняются только *Asplenium* ex gr. *dicksonianum* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, *Menispermities sibirica* и *Platanus simonovskiensis*.

Некоторые таксоны антибесской флоры известны в более древних туронских флорах Восточной Сибири и Северо-Востока; их появление в составе антибесской флоры, скорее всего, является результатом миграции. В этой флоре они представлены новыми, эндемичными для Западной Сибири видами. К элементам, имеющим миграционное происхождение, относятся роды *Paraprotophyllum*, *Celastrophyllum*, *Dalembia*, *Chachlovia*. Причиной этой миграции может быть турон-коньякское похолодание.

Несколько родов, вероятно, впервые появляются в антибесской флоре. Это роды *Archaeampelos*, *Liriodendrites* и *Disanthophyllum*, которые не встречаются в более древних флорах Северной Азии.

Литература

1. Алексеев П.И. Поздне меловая флора Антибеса (Западная Сибирь) // Материалы Четвертого Всероссийского совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 18–20.
2. Ананьев А.Р. Антибесский комплекс // Атлас руководящих форм флоры и фауны Западной Сибири. М.: Гостеолтехиздат, 1955. С. 205–209.
3. Байковская Т.Н. О верхнемеловых флорах Чулымо-Енисейского бассейна // Сборник «Памяти А.Н. Криштофовича». М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 65–99.
4. Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 1. 385 с.
5. Головнева Л.Б. Фитостратиграфия и эволюция альб-кампанской флоры на территории Сибири // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский. СПб.: СПбГУ, 2005. С. 177–197.
6. Головнева Л.Б. Новый род платановых *Tasymia* (покрытосеменные) из турона Сибири // Палеонтологический журнал. 2008. № 2. С. 86–95.
7. Лебедев И.В., Маркова Л.Г. Очерк развития верхнемеловой флоры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири: Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 22. С. 229–236.
8. Халлов В.А. Остатки третичной флоры с разреза Антибес // Известия Западно-Сибирского отд. Геол. ком. 1930 а. Сер. 10, вып. 2. С. 47–52.
9. Черепнин В.К. Новые данные о возрасте Антибесской ископаемой флоры покрытосемянных растений // Труды конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири. 1940. Т. 2. С. 431–442.
10. Шилин П.В. Поздне меловые флоры Казахстана: систематический состав, история развития, стратиграфическое значение. Алма-Ата: Наука, 1986. 200 с.
11. Щенетов С.В., Алексеев П.И., Головнева Л.Б. Особенности захоронения растительных остатков в местонахождении Антибес (верхний мел, Западная Сибирь) // Ботанический журнал 2009. Т. 94, № 6. С. 857–866.

ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВЕСИНЫ *SEQUIOIXYLON* (TAXODIACEAE) ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО САХАЛИНА

М.А. Афонин

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

До наших исследований из верхнемеловых отложений Южного Сахалина японскими палеоботаниками М. Shimakura [17], Н. Nishida и М. Nishida [11, 13, 14] были описаны ископаемые древесины, собранные в бассейнах рр. Ай, Найба и Суся. Эти древесные остатки происходят из отложений быковской свиты, датируемых поздним сеноманом – ранним кампаном [3, 4]. По анатомическим признакам ископаемой древесины японскими палеоботаниками было установлено 25 видов хвойных, относящихся к 9 ископаемым родам 6 семейств: Araucariaceae Henkel et W. Hochstetter (род *Agathoxylon* Hartig), Pinaceae Lindley (роды *Cedroxylon* Kraus, *Piceoxylon* Gothan и *Pinuxylon* Gothan), Taxodiaceae Saporta (род *Taxodioxylon* Hartig), Cupressaceae Gray (род *Cupressinoxylon* Göppert), Podocarpaceae Endlicher (роды *Phyllocladoxylon* Gothan и *Podocarpoxyton* Gothan) и Taxaceae Gray (род *Taxaceoxylon* Kräusel et Jain), а также к 3 ископаемым родам хвойных, сближаемых с семейством Pinaceae (роды *Palaeopiceoxylon* Kräusel, *Pinoxylon* Knowlton и *Planoxylon* Stopes), одному ископаемому роду хвойных, сближаемых с семейством Cupressaceae (род *Protocupressinoxylon* Eckhold), одному ископаемому роду хвойных, сближаемых с семейством Sciadoporityaceae Hayata (род *Xenoxylon* Gothan), и одному ископаемому роду хвойных неясного систематического положения (род *Brachyoxyton*

Hollick et Jeffrey). Кроме того, был описан один вид, относящийся к ископаемому роду двудольных покрытосеменных неопределённого систематического положения (род *Aptiana* Stopes).

Автором была исследована коллекция ископаемых древесин, собранная в 2007 г. совместно с Н.И. Блохиной и О.В. Бондаренко (Биолого-почвенный институт ДВО РАН) по правому берегу р. Найба ниже устья р. Сейм (Южный Сахалин). Коллекция состоит из 11 образцов очень плотной, минерализованной древесины от тёмно-серого до тёмно-коричневого цвета, из которых было сделано 52 прозрачных шлифа; 4 образца ископаемой древесины оказались не определимыми в связи с плохой сохранностью их анатомической структуры. Изученные ископаемые древесины происходят из отложений среднебыковской подсвиты быковской свиты, датируемых поздним туроном – коньяком [3, 4]. Эти отложения содержат остатки аммоноидей, двустворчатых моллюсков, гастропод, скафопод и чешуи рыб; растительные остатки представлены отпечатками *Sequoia reichenbachii* (Geinitz) Heer и окаменелыми древесиными [3].

По анатомическим признакам ископаемой древесины нами было определено два представителя рода *Sequoioxylon* Torrey (Taxodiaceae) – *S. bykoviense* М. Afonin sp. nov. и *Sequoioxylon* sp.

Как известно, формальный род *Sequoioxylon* объединяет ископаемые древесины Taxodiaceae с анатомическими признаками древесины современных родов *Sequoia* Endl., *Sequoiadendron* J. Buchh. и *Metasequoia* Hu et W.C. Cheng (триба Sequoieae J. Buchh.). Род *Sequoioxylon* предложен R.E. Torgrey [19] для ископаемых древесин Taxodiaceae с травматическими смоляными ходами. Однако R. Kräusel [10], проанализировав ископаемые древесины Taxodiaceae, рекомендовал использовать *Sequoioxylon* только для несомненных ископаемых древесин Sequoieae, а все остальные древесины меловых и третичных таксодиевых относить к роду *Taxodioxylon*. E. Schönfeld [16], H. Süss и E. Velitzelos [18] и некоторые другие ученые все ископаемые древесины таксодиевых относят к роду *Taxodioxylon*. Однако, P. Greguss [8], J.F. Basinger [5], Блохина [1, 2, 7], S. Iamandei и E. Iamandei [9] и некоторые другие исследователи для ископаемых древесин с анатомическими признаками древесины современных представителей Sequoieae используют род *Sequoioxylon*; мы также для наименования ископаемых древесин Sequoieae применяем род *Sequoioxylon*.

Исследованная ископаемая древесина *Sequoioxylon bykoviense* sp. nov. характеризуется наличием лучевых трахеид, травматических смоляных ходов и только гладких поперечных стенок клеток тяжелой паренхимы, что свидетельствует о ее принадлежности представителям трибы Sequoieae. При этом наличие у описанной ископаемой древесины четырёхрядных пор на радиальных стенках трахеид, высоких лучей (до 60 клеток) с протяжёнными двурядными участками (до 10 клеток), а также встречаемость на полях перекрёста большого количества пор в одном горизонтальном ряду (до 4 пор) позволяет предположить несколько большее ее сходство с древесиной современной *Sequoia*.

Среди ископаемых древесин, у которых выявлены анатомические признаки древесины современных представителей трибы Sequoieae, наибольшее сходство ископаемая древесина *Sequoioxylon bykoviense* sp. nov. имеет с древесиной *S. burejense* Blokhina et M. Afonin из верхнего мела Приамурья [6], *Taxodioxylon szei* Yang et Zheng из нижнего мела провинции Хейлунцзян, Китай [20], *T. gypsaceum* (Göppert) Kräusel из верхнего мела провинции Альберта, Канада [15] и *T. albertense* (Penhallow) Shimakura из верхнего мела Сахалина [17].

Ископаемая древесина *Sequoioxylon* sp. характеризуется наличием травматических смоляных ходов и только гладких поперечных стенок клеток тяжелой паренхимы, что позволяет ее сблизить с представителями трибы Sequoieae. Возможно, описанная ископаемая древесина *Sequoioxylon* sp. является молодой древесиной, поскольку у неё очень низкие (до 10 клеток) и только однорядные лучи, а также отсутствуют лучевые трахеиды.

Среди ископаемых древесин наибольшее сходство у *Sequoioxylon* sp. наблюдается с древесиной *Taxodioxylon nihongii* M. Nishida et H. Nishida и *T. paranihongii*

M. Nishida et H. Nishida, имеющими сердцевину, и описанными из верхнего мела Хоккайдо, Япония [12]. Однако исследованная ископаемая древесина отличается от этих древесин наличием двурядных пор на радиальных стенках трахеид, несколько более высокими лучами и большим количеством пор на полях перекрёста. К сожалению, сравнить строение сердцевины невозможно, так как у описанной ископаемой древесины она полностью разрушена.

Необходимо отметить, что ископаемые древесины *Sequoioxylon* обнаружены в меловых отложениях Сахалина впервые. Таким образом, проведённые исследования позволили расширить представление о таксономическом разнообразии ископаемых древесин, описанных из меловых отложений Сахалина.

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 08-04-00419), Президиума РАН и ДВО РАН (№ 09-1-П15-02 и 09-III-A-06-163).

Литература

1. Блохина Н.И. Ископаемая древесина *Sequoioxylon chemylicum* sp. nov. (Taxodiaceae) из палеогена бухты Чемурнаут, Камчатка // Палеонтологический журнал. 1997. № 2. С. 113–117.
2. Блохина Н.И. Ископаемая древесина *Sequoioxylon sachalinicum* sp. nov. (Taxodiaceae) из третичных отложений Западного Сахалина // Ботанический журнал. 2004. Т. 89, № 5. С. 139–147.
3. Захаров Ю.Д., Грабовская В.С., Калишевич Т.Г. Сукцессионный ряд морских организмов найбинской и быковской свит в опорном разрезе верхнего мела Сахалина // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 47–85.
4. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / Под ред. З.Н. Поярковой. Л.: Наука, 1987. 196 с.
5. Basinger J.F. The vegetative body of *Metasequoia milleri* from the Middle Eocene of southern British Columbia // Canadian Journal of Botany. 1981. Vol. 59, № 12. P. 2379–2410.
6. Blokhina N.I., Afonin M.A., Kodrul T.M. Fossil wood *Sequoioxylon burejense* sp. nov. (Taxodiaceae) from the Upper Cretaceous deposits of Zeya-Bureya Basin, Amur Region (Far East of Russia) // Paleontological Journal. 2010. Vol. 44, № 10. (в печати).
7. Blokhina N.I., Nassichuk W.W. Lower Tertiary wood of *Sequoioxylon canadense* sp. nov. (Taxodiaceae) from a kimberlite pipe (Northern Canada) // Ботанический журнал. 2000. Т. 85, № 4. С. 122–132.
8. Greguss P. Fossil Gymnospermen woods in Hungary from the Permian to the Pliocene. Budapest: Akad. Kiado, 1967. 136 p.
9. Iamandei S., Iamandei E. Fossil conifer wood from Prävăleni-Ociu, Metalliferous Mts. // Acta Palaeontologica Romaniaae. 1999. Vol. 2. P. 201–212.
10. Kräusel R. Die fossilen Koniferen-Hölzer. Tl. 2 // Palaeontographica. Abt. B. 1949. Bd. 89. Lf. 4–6. S. 83–203.
11. Nishida H., Nishida M. Petrified plants from the Upper Cretaceous of Saghalian (2) // Botanical Magazine. Tokyo, 1986. Vol. 99. P. 205–212.

12. Nishida M., Nishida H. Petrified plants from the Upper Cretaceous of Hokkaido (2) // Journal of Japanese Botany. 1985. Vol. 60, № 10. P. 312–325.
13. Nishida M., Nishida H. Petrified plants from the Upper Cretaceous of Saghalien (1) // Botanical Magazine. Tokyo, 1986. Vol. 99. P. 191–204.
14. Nishida M., Nishida H. Pinoid woods with resin canals from the Upper Cretaceous of Hokkaido and Saghalien // Journal of Plant Research. 1995. Vol. 108. P. 161–170.
15. Ramanujam C.G.K., Stewart W.N. Fossil woods Taxodiaceae from the Edmonton Formation (Upper Cretaceous) of Alberta // Canadian Journal of Botany. 1969. Vol. 47. P. 115–124.
16. Schönfeld E. *Metasequoia* in der Westdeutschen Braunköhle // Senckenbergiana Lethaea. 1955. Vol. 36, № 5/6. S. 389–399.
17. Shimakura M. Studies on fossil woods from Japan and adjacent lands (2) // Science Reports Tohoku Imperial University. Sendai, Japan. 1937. Ser. 2 (Geology). Vol. 19, № 1. P. 1–73.
18. Süss H., Velitzelos E. Fossile Hölzer der Familie Taxodiaceae aus tertiären Schichten des Versteinerten Walds von Lesbos, Griechenland // Feddes Repertorium. 1997. Vol. 108, № 1–2. S. 1–30.
19. Torrey R.E. The comparative anatomy and phylogeny of the Coniferales. Pt. 3. Mesozoic and Tertiary coniferous woods // Memoirs of the Boston Society of Natural History. 1923. Vol. 6. P. 39–106.
20. Yang X.-J., Zheng S.-L. A new species of *Taxodioxyton* from the Lower Cretaceous of the Jixi Basin, eastern Heilongjiang, China // Cretaceous Research. 2003. Vol. 24. P. 653–660.

ДРЕВЕСНЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА САХАЛИНА В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

Н.И. Блохина

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Изучение остатков ископаемой древесины позволяет полнее выявлять таксономический состав тафоценозов, реконструировать древесные растительные сообщества и условия их существования, а также высотную поясность, поскольку обломки древесины и даже целые стволы могут транспортироваться водой на значительные расстояния от места произрастания деревьев до места аккумуляции растительных остатков без особого разрушения анатомической структуры. На Сахалине имеется ряд крупных местонахождений остатков растений палеогенового и неогенового возраста, среди которых встречены и остатки ископаемой древесины. При реконструкции растительных палеосообществ данные по различным органам необходимо использовать в комплексе. Однако ископаемые древесины из третичных отложений Сахалина до исследований автора не изучались и поэтому данные палеокинологии не были использованы при палеорекострукциях.

Остатки ископаемой древесины (68 образцов) были собраны автором на северо-западном и юго-восточном побережьях острова Сахалин. На северо-западном побережье ископаемые древесины собраны к югу от г. Александровск-Сахалинский из отложений каменной (конгломератной) свиты в устьях рр. Огородная, Каменная и Агнево (Александровский район) и по р. Августовке, а также из отложений низов верхнеудуйской свиты в устье р. Августовки (Углегорский район).

Терригенно-угленосная каменная свита залегает с перерывом на меловых отложениях и перекрывается отложениями нижнеудуйской свиты, формируя с ней единый седиментационный макроритм [1, 2]. Каменная свита состоит из трех пачек. Нижняя

(мощностью 45–70 м) и верхняя (мощностью от 30 до 70–80 м) пачки сложены крупногалечными (до валунных) конгломератами иногда с линзами зеленовато-серых песчаников в верхней пачке, а промежуточная (межконгломератная) пачка (мощностью от 10–20 до 70 м) – слоистыми алевролитами и песчаниками с галькой и тонкими прослоями углистых аргиллитов. Относительно возраста каменной свиты нет единого мнения. Возраст свиты указывается как палеоценовый [3], как палеоценовый – раннеэоценовый [4, 5], как позднепалеоценовый – раннеэоценовый [2, 6] или как ранне-среднеэоценовый [7].

Остатки ископаемой древесины собраны из всех трех пачек каменной свиты. Из нижней пачки конгломератов в устье р. Каменной собрано 15 образцов. Из межконгломератной пачки в устье р. Агнево собрано 3 образца. Из верхней пачки конгломератов собрано 8 образцов: 5 образцов – в устье р. Огородной и 3 образца – в ущелье Бошняковских Ворот (р. Августовка). Кроме того, 9 образцов ископаемой древесины собраны в устье р. Августовки из среднезернистых песчаников (мощностью 6 м), залегающих в основании угленосной верхнеудуйской свиты.

По анатомическим признакам ископаемой древесины из нижней пачки конгломератов каменной свиты определены: *Abietoxylon* sp. (cf. *Abies sachalinensis* Fr. Schmidt), *Piceoxylon sachalinense* Blokh. sp. nov., *P. shachtnaense* Blokh. sp. nov., cf. *Platanoxylon* Andreansky emend. Süss et Müller-Stoll и cf. *Betuloxylon* Kaiser; из межконгломератной пачки – *Sequoioxylon sachalinicum* Blokh. [10] и из верхней пачки конгломератов – *Sequoioxylon sachalinicum* [10], *Piceoxylon sachalinense* sp. nov. и *Cupressinoxylon microbiotoides* Blokh.

Листовые остатки происходят из межконгломератной песчано-алевролитовой пачки. Наиболее богатые листовые тафоценозы обнаружены между устьями рр. Огородной и Каменной. В алевролитах встречены остатки *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, а в песчаниках – *Dryophyllum curticeense* (Watel.) Sap. et Marion (преобладают), *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Pterospermites undulatus* Knowlt., *Cinnamomum* sp., *Populus* aff. *kryshtofovichii* Пјинская и *Byttneriophyllum* ex gr. *tiliaefolium* (A. Br.) Knobloch et Квачек; несколько южнее устья р. Каменной – *Ulmus* ex gr. *longifolia* Ung. (преобладают), *Platanus heeri* Lesq., *Trochodendroides arctica* и некоторых других двудольных [11, 12]. Тафоценозы отражают плакорные группировки, вероятно, аналогичные современным лавровым лесам с *Castanopsis* (D. Don) Spach [1, 11]. По р. Августовке среди отпечатков хвойные отсутствуют; тафоценоз представлен здесь обильными остатками *Platanus heeri* и *Ulmus* ex gr. *longifolia*, входившими, вероятно, в состав рипарийной растительности [11].

Таким образом, среди растительных отпечатков из хвойных была обнаружена только *Metasequoia* Hu et W.C. Cheng (Taxodiaceae), тогда как по ископаемой древесине установлены представители семейств Pinaceae (*Abietoxylon* sp. (cf. *Abies sachalinensis*), *Piceoxylon sachalinense* sp. nov. и *P. shakhtnaense* sp. nov.) и Cupressaceae (*Cupressinoxylon* cf. *microbiotoides*), и дополнены сведения о таксономическом разнообразии Taxodiaceae (*Sequoioxylon sachalinicum*). По-видимому, сосновые, кипарисовые и некоторые таксодиевые (представители трибы Sequoieae) входили в пояс смешанных хвойно-широколиственных листопадных лесов, располагавшийся над поясом лавровых лесов и значительно удаленный от места захоронения растительных остатков. Кроме того, по данным палеосилотомии подтверждено участие в растительных сообществах платановых и выявлено возможное произрастание представителей берёзовых.

На юго-восточном побережье Сахалина ископаемые древесины собраны в Макаровском районе на левом берегу р. Макаровка из отложений верхней пачки чеховской свиты примерно в 20 м ниже контакта с перекрывающей её верхнедуйской свитой, а также из отложений верхней части невелинской свиты и низов верхнедуйской свиты по р. Шахтной.

Верхняя (флороносная) пачка чеховской свиты состоит из вулканогенно-осадочных отложений (мощностью 100 м) с прослоями туффитов. Наиболее полный разрез свиты, охарактеризованный флорой, расположен по р. Крынке в нескольких километрах севернее р. Макаровка и в 7 км южнее р. Шахтной. Верхняя часть (мощностью 50 м) невелинской свиты сложена туфопесчаниками, алевролитами и гравелитами, переслаивающимися с кремнистыми туфоаргиллитами и туфами и, по-видимому, соответствует флороносной пачке чеховской свиты в параллельном разрезе вдоль р. Крынка [8]. Относительно возраста чеховской сви-

ты нет единого мнения. Возраст флороносной пачки указывается как позднеолигоценовый или как переходный позднеолигоценовый/раннемиоценовый [2, 8], а также как раннемиоценовый [3–5]. Угленосная верхнедуйская свита, перекрывающая невелинскую свиту, в основании (мощностью 14 м) сложена аргиллитовыми песчаниками, алевролитами и линзами углей, содержащими обильные растительные отпечатки [8]; возраст флоры датируется началом [1, 2, 9] или концом [3–5] раннего миоцена.

Остатки ископаемой древесины собраны из верхней пачки чеховской свиты – 2 образца, из верхней части невелинской свиты – 24 образца и основания верхнедуйской свиты – 7 образцов. По анатомическим признакам ископаемой древесины определены представители семейства Pinaceae: из чеховской свиты – *Piceoxylon shakhtnaense* sp. nov., а из невелинской свиты – *Abietoxylon shakhtnaense* Blokh. [13], *Abietoxylon* sp. (cf. *Abies sachalinensis*), *Piceoxylon sachalinense* sp. nov., *P. shakhtnaense* sp. nov. и *Laricioxylon shakhtnaense* Blokh. sp. nov.

Растительные отпечатки в отложениях невелинской свиты плохой сохранности. Флора чеховского времени обнаружена в туффитах по р. Крынке и представлена в основном папоротниками *Osmunda sachalinensis* Krysht. и *Woodwardia arctica* (Heer) Brown, хвойными *Araucaria* Juss., *Glyptostrobus* Endl. и *Pityostrobus* (Nath.) Dutt. и покрытосеменными *Corylites* ex gr. *macquarrii* (Forbes) Gardner, *Fagus protojaponica* K. Suzuki, *Fraxinus* cf. *dubia* Budants., *Myrica* sp., *Coriaria* sp. и др. [8]. Тафоценоз отражает почти исключительно долинную растительность, основу которой составляло сообщество *Glyptostrobus-Nyssa* L. [8]. Обилие *Corylites* Gardner ex Seward et Holtum и *Osmunda* L., возможно, связано с интенсивной вулканической деятельностью, в результате которой в коренной долинной растительности образовывались обширные пустоши, зараставшие папоротником и кустарниками [8]. Растительность склонов представлена очень редкими аллохтонными остатками *Araucaria*, *Pityostrobus* и *Fagus* L., входившими, вероятно, в пояс хвойно-буковых лесов, находившийся на значительном удалении от места захоронения растительных остатков [8].

Таким образом, среди растительных отпечатков из сосновых были обнаружены только редкие остатки шишек *Pityostrobus*, тогда как по ископаемой древесине установлены *Abietoxylon shakhtnaense*, *Abietoxylon* sp. (cf. *Abies sachalinensis*), *Piceoxylon sachalinense* sp. nov., *P. shakhtnaense* sp. nov. и *Laricioxylon shakhtnaense* sp. nov. По-видимому, сосновые входили в пояс хвойно-буковых, а возможно, и в располагавшийся выше пояс смешанных хвойных лесов, которые были значительно удалены от места аккумуляции растительных остатков. Поэтому растительные сообщества горных склонов, окружавших широкую речную долину, и представлены в основном ископаемыми древесиными.

По анатомическим признакам ископаемой древесины из основания верхнедуйской свиты определены: *Sequoioxylon sachalinicum* [10], *Piceoxylon sachalinense* sp. nov. и *P. shakhtnaense* sp. nov. В основании верхнедуйской свиты содержатся обильные растительные отпечатки. Среди хвойных доминирует *Metasequoia*, а среди покрытосеменных – *Acer* L., *Carpinus* L., *Quercus* L., *Byttneriophyllum* Knobloch et Kvaček, ex Givulescu; из сосновых преобладают шишки *Pityostrobus* [8]. Эти же хвойные играют заметную роль и в базальных слоях стратотипа верхнедуйской свиты в районе мыса Хойнджо (Александровский район), где в темно-серых аргиллитах, залегающих в основании свиты, были обнаружены обильные листовые остатки *Glyptostrobus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Picea* cf. *ugoana* Huzioka, *Abies pterofirma* Tanai, *Pseudolarix* sp., *Tsuga aburaensis* Tanai, *Magnolia* sp., *Pterocarya asymmetrosa* Konno, *Platanus* sp., *Betula* cf. *shiragica* Huzioka, *B. palibinii* Akhmet., *Alnus miojaponica* Tanai, *Carpinus subcordata* Nath., *Fagus* cf. *antipovii* Heer, *Ulmus protojaponica* Tanai et Onoe, *Zelkova ungeri* Kov., *Sorbus lanceolata* Tanai et K. Suz., *Acer* sp. и др. [1]. Преобладают представители Pinaceae (*Picea*, *Abies*, *Pseudolarix* Gord., *Tsuga* Carr.) и разнообразных Betulaceae при значительном участии *Fagus* cf. *antipovii*, *Ulmus protojaponica* и злаков [2]. Здесь было выделено три типа сообществ, окружавших озеро: злаковники; ильмово-березовый лес, который дал основную массу листового материала, и елово-пихтовый лес, представленный в захоронении в основном летучками, шишечными чешуями и другими мелкими остатками, принадлежащими не тем растениям, от которых сохранились листья [1]. Изучение ископаемых древесин позволило несколько расширить сведения о составе склоновой растительности. Установленные по древесине *Piceoxylon sachalinense* sp. nov., *P. shakhtnaense* sp. nov. и *Sequoioxylon sachalinicum*, по-видимому, входили в состав елово-пихтового леса, который располагался дальше от озера (выше по склону) и поэтому представлен в захоронении мелкими растительными остатками, принесёнными ветром, и аллохтонными остатками ископаемой древесины.

Таким образом, палеоксилотомические исследования позволили с большей полнотой восстановить состав тафоценозов; значительно дополнить сведения о таксономическом разнообразии хвойных, произраставших на Сахалине в раннем палеогене, и сосновых – в конце палеогена – начале неогена; дополнить сведения о составе склоновой раститель-

ности Сахалина в палеогене и неогене и полнее реконструировать возможную высотную поясность.

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 08-04-00419), Президиума РАН и Президиума ДВО РАН (№ 09-I-П15-02 и 09-III-A-6-164).

Литература

1. Красилов В.А., Кундышев А.С. Смена флоры в опорном кайнозойском разрезе западного Сахалина и корреляция континентального миоцена // Тихоокеанская геология. 1982. № 4. С. 90–96.
2. Красилов В.А. Кайнозой Дальнего Востока: геодинамическая схема, опорные разрезы, флорогенез // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 23–33.
3. Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.
4. Гладенков Ю.Б. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 77–91.
5. Гладенков Ю.Б., Баженова О.А., Гречин В.И., Маргулис Л.С. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. 240 с.
6. Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 475).
7. Кодрул Т.М. Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. М.: Наука, 1999. 150 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 519).
8. Красилов В.А., Кундышев А.С., Ремизовский В.И., Шмидт И.М. Флора чеховской свиты и граница олигоцена – миоцена на Южном Сахалине // Тихоокеанская геология. 1984. № 5. С. 106–109.
9. Фотьянова Л.И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена (на примере Сахалина и Камчатки). М.: Наука, 1988. 190 с. (Тр. ПИН РАН. Т. 231).
10. Блохина Н.И. Ископаемая древесина *Sequoioxylon sachalinicum* sp. nov. (Taxodiaceae) из третичных отложений Западного Сахалина // Ботанический журнал. 2004. Т. 89, № 5. С. 139–147.
11. Красилов В.А. Новые данные по флоре и фитостратиграфии верхнего мела Сахалина // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 52–77.
12. Красилов В.А. Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.
13. Блохина Н.И. Ископаемая древесина *Abietoxylon shakhtnaense* sp. nov. (Pinaceae) из верхнеолигоценых/нижнемиоценовых отложений Юго-Восточного Сахалина // Палеонтологический журнал. 2010. № 3. С. 99–105.

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ОРЕХОВЫХ (JUGLANDACEAE) НА РОССИЙСКОМ ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

Н.И. Блохина¹, С.А. Снежкова²¹ Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия² Дальневосточный государственный университет, г. Владивосток, Россия

Согласно И.А. Ильинской [1, 2], семейство Juglandaceae A. Rich. ex Kunth (Ореховые) включает 9 современных родов, объединенных в 3 подсемейства: Platycaryoideae Mann. (род *Platycarya* Siebold et Zucc.), Engelhardioideae (Mann.) Iljinskaja (роды *Engelhardia* Lesch. ex Blume, *Oreomunnea* Oest., *Alfaroa* Standl. и *Alfaropsis* Iljinskaja) и Juglandoideae Leroy с двумя трибами – Juglandae Nakai (роды *Juglans* L., *Pterocarya* Kunth и *Cyclocarya* Iljinskaja, последний W.E. Manning [3] рассматривает в качестве подрода *Cyclocarya* (Iljinskaja) Mann. рода *Pterocarya*) и Нисориеae Mann. (род *Carya* Nutt. = *Hicory*). Род *Alfaropsis* был выделен Ильинской [1, 2] на основе вида *Engelhardia roxburghiana* Wall. (синонимы: *E. wallichiana* Lindl. ex DC., *E. chrysolepis* Hance, *E. fenzelii* Merr., *E. formosana* Hayata) монотипной секции *Psilocarpeae* Nagel emend. Leroy.

К семейству Juglandaceae относятся также 13 вымерших родов, установленных по плодам: *Pterocaryopsis* Chandler, *Paleoplatycarya* Manchester, *Hooleya* Reid et Chandler, *Juglandicarya* Reid et Chandler, *Sphaerocarya* Dorofeev, *Polyptera* Manchester et Dilcher [2], *Paleocarya* Saporta, *Paleooreomunnea* Dilcher, Potter et Crepet, *Paraengelhardtia* Berry [1, 4, 5], *Casholdia* Crane et Manchester [4], *Cruciptera* Manchester [6], *Amurcarya* Kodrul et Krassilov [7] и *Beardia* Elliott, Stockey et Mindell [8], а также 7 ископаемых родов, установленных по анатомическим признакам древесины: *Juglandinium* Unger, *Pterocaryoxylon* Müller-Stoll et Mädler, *Eucaryoxylon* Müller-Stoll et Mädler emend. Dupéron, *Engelhardioxylon* Manchester, *Rhysocaryoxylon* Dupéron, *Manchesteroxylon* Wheeler et Landon и *Clarno-xylon* Manchester et Wheeler [9].

В настоящее время Ореховые широко представлены в умеренных и субтропических областях Северного полушария, и лишь немногие виды произрастают в горных лесах тропиков. В Южном полушарии распространены только виды американской секции *Rhysocaryon* Dode рода *Juglans*, ареал которой протягивается до 30° ю.ш., а также встречаются *Alfaropsis* и некоторые виды *Engelhardia* – на островах Суматра, Ява, Калимантан и Новая Гвинея. Ареал Энгельгардиевых располагается южнее ареалов остальных Ореховых, за исключением представителей *Rhysocaryon*. Дальше всех на север (до 51° с.ш.) распространён вид *J. mandshurica* Maxim. Ареал Platycaryoideae, представленного ныне единственным монотипным родом *Platycarya*, ограничен Восточной Азией: Японией, Кореей, Китаем и Вьетнамом [1, 10].

Наиболее древние достоверные Juglandaceae известны с раннего палеоцена и относятся к ископаемому роду *Amurcarya*, установленному по остаткам плодов из отложений среднецаганской подсвиты Приамурья [7]. По данным S.R. Manchester [4], основная дивергенция семейства Juglandaceae произошла в палеогене, при этом наибольшее родовое разнообразие Ореховых наблюдалось в эоцене и было приурочено, в основном, к средним широтам Северного полушария [1]. В целом Ореховые в третичное время были широко распространены в Евразии и Северной Америке.

На российском Дальнем Востоке (РДВ) макроостатки Ореховых в отложениях палеогена и неогена представлены отпечатками листьев (преобладают) и плодов, а также ископаемой древесиной. После ревизии всех описанных к 1994 г. на территории России ископаемых остатков Ореховых таксономическое разнообразие ископаемых Juglandaceae на РДВ было сведено к 28 ископаемым видам, относящимся к 6 современным родам: *Platycarya*, *Alfaropsis*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Cyclocarya* и *Carya* [2]. Однако за последние годы был установлен ряд новых ископаемых таксонов, и всего к настоящему времени по макроостаткам на РДВ описано 49 видов, относящихся к 6 современным: *Platycarya*, *Alfaropsis*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Cyclocarya* и *Carya* и 2 ископаемым родам: *Engelhardioxylon* и *Amurcarya*.

Род *Engelhardioxylon*, предложенный S.R. Manchester [11], включает ископаемые древесины Ореховых с анатомическими признаками древесины всех современных представителей подсемейства Engelhardioideae, поскольку Энгельгардиевые практически не различимы по признакам ксилотомии. Род *Amurcarya* установлен Т.М. Кодрул и В.А. Красиловым [7] по отпечаткам плодов из нижнепалеоценовых отложений Архаро-Богучанского бурогоугольного месторождения (Амурская область). У *Amurcarya* обнаружено сочетание признаков, характерных для представителей подсемейств Engelhardioideae и Platycaryoideae. К настоящему времени раннепалеоценовые плоды *Amurcarya lobata* Kodrul et Krassilov [7] являются наиболее древними достоверными находками Juglandaceae в целом.

На территории РДВ наиболее древние находки макроостатков представителей Ореховых относятся к раннему палеоцену. Это приведённые выше плоды *Amurcarya* [7], описанные из Приамурья, и листовые остатки представителей родов *Pterocarya* –

Pt. variabilis Cheleb. [12] и *Carya* – *C. tachobensis* Nevolina [2], описанные из отложений датского возраста Западной Камчатки и Восточного Сихотэ-Алиня (Приморье) соответственно, а также листовые остатки представителей рода *Juglans* – *J. palaeocathayensis* Пјинская et Budants. [2] из палеоцена Западной Камчатки. Таким образом, наиболее древние Ореховые на РДВ представлены вымершим родом *Amurcarya* и ископаемыми представителями современных родов *Pterocarya*, *Carya* и *Juglans*, обнаруженными на территории Приамурья, Приморья и Камчатки.

В позднем палеоцене – раннем эоцене таксономическое разнообразие Ореховых в таофлорах РДВ возрастает. На территории Западной Камчатки обнаружены листовые остатки представителей двух новых для этого временного интервала родов: *Platycarya* – *Pl. pacifica* Cheleb. [2] и *Cyclocarya* – *C. microdentata* Budants. [13], а также новых ископаемых видов *Pterocarya* – *Pt. antiqua* Пјинская et Mochov [2], *Carya* – *C. atlasovii* Lavrenko, *C. grandidentata* Пјинская et Budants. [2], *C. ulmifolia* Budants. [13] и *Juglans* – *J. beringiana* Budants., *J. palaeocathayensis* [2], *J. angustifolia* Budants. и *J. dubia* Budants. [13]. Кроме того, листовые остатки *Pterocarya nigella* (Heer) Wolfe были описаны из верхнепалеоценовых-нижнеэоценовых отложений Сахалина [2]. Можно предположить, что к началу эоцена Ореховые на РДВ были представлены 11 видами, причем наибольшим видовым разнообразием на рубеже палеоцена и эоцена отличался род *Juglans*, а вид *Platycarya pacifica* является пока единственным ископаемым представителем современного монотипного рода *Platycarya* на территории РДВ.

В эоценовых таофлорах Ореховые представлены видами родов: *Pterocarya* – *Pt. antiqua*, *Pt. beringiana* Cheleb. [2], *Pt. demidovii* Cheleb. [14], *Carya* – *C. grandidentata*, *C. iljinskiae* (Cheleb.) Cheleb. [2], *Juglans* – *J. cf. lenaensis* Budants. [15], *J. pogozhevii* Cheleb., *J. protocinerea* Пјинская et Budants., *J. snatolana* Cheleb. et Chigaeva [2], *J. naibutica* Kodrul [16] и *Cyclocarya* – *C. pacifica* Fotjan. [2], установленными по отпечаткам листьев. Наибольшее видовое разнообразие выявлено для рода *Juglans*, представители которого обнаружены на территории Западной Камчатки (*J. pogozhevii* Cheleb., *J. protocinerea* Пјинская et Budants., *J. snatolana* Cheleb. et Chigaeva), в Приморье (*Juglans* cf. *lenaensis* Budants.) и на Сахалине (*J. naibutica* Kodrul). Представители родов *Pterocarya*, *Carya* и *Cyclocarya* встречены в эоцене только на Камчатке.

Engelhardioxylon mameticum Blokh. et Snezhk. [17] из олигоцена Северо-Западной Камчатки – первая находка ископаемой древесины представителей подсемейства Engelhardioideae на территории России, а также первая на РДВ находка ископаемой древесины в целом представителей семейства Juglandaceae.

В захоронениях олигоценового – раннемиоценового возраста на юге РДВ, особенно в Приморье, часто

встречаются остатки плодов *Alfaropsis* (= *Engelhardia*) *koreanica* (Oishi) Пјинская [2]. Таким образом, к раннему миоцену таксономическое разнообразие Ореховых на РДВ пополнилось и представителями рода *Alfaropsis*.

В миоценовых таофлорах Ореховые представлены 25 видами, из которых 16 видов установлены по листовым остаткам: *Juglans miocathayensis* Hu et Chaney [2], *J. cf. miocathayensis* [18], *J. planerifolia* Pavlyutkin, *J. zaisanica* Пјинская, *Juglans* sp. [19], *Pterocarya asymmetrosa* Konno ex Tanai, *Pt. japonica* (Tanai) Uemura, *Pt. kamtschatica* (Krysht.) Cheleb., *Pt. ochotensis* Cheleb. [2], *Pt. cf. asymmetrosa* [18], *Pt. primorica* Pavlyutkin [19], *Cyclocarya ezoana* (Tanai et N. Suzuki) Wolfe et Tanai, *C. sachalinensis* Baik. [2], *Carya* cf. *bendirei* (Lesq.) Chaney et Axelrod, *C. miocathayensis* Hu et Chaney [19] и *Carya* sp. [18] и 9 видов – по остаткам плодов: *Pterocarya* sp. ex gr. *japonica*, *Pt. kryshthofovichii* Cheleb., *Pt. tigilensis* Cheleb. [2], *Pt. protosternoptera* Tanai [2], *Pterocarya* sp. [19], *Cyclocarya primorica* Пјинская et Klimova [2], *C. weylandii* A. Straus [2, 19, 20], *Carya dorofeevii* Pavlyutkin и *C. pecaniformis* Pavlyutkin [20]. Наибольшее видовое разнообразие выявлено для рода *Pterocarya* – 11 видов, по 5 видов выявлено для родов *Juglans* и *Carya* и 4 вида – для рода *Cyclocarya*.

В позднем миоцене на РДВ уже выражены отчетливая широтная климатическая зональность и растительная дифференциация. Более резкое похолодание климата на Северо-Востоке и как следствие – миграция теплолюбивых элементов в южные широты отразились на распространении и таксономическом разнообразии Ореховых. В составе позднемиоценовых таофлор РДВ установлено 15 видов Ореховых, относящихся к родам: *Pterocarya* (6 видов), *Carya* (4 вида), *Juglans* (3 вида) и *Cyclocarya* (2 вида), из них на юге Хабаровского края и на Сахалине обнаружены *Pterocarya kryshthofovichii* и *Pt. japonica* соответственно [2], а в Приморье – *Pt. japonica*, *Pt. sp. ex gr. japonica*, *Pt. primorica*, *Pt. protosternoptera*, *Pterocarya* sp., *Carya* cf. *bendirei*, *C. dorofeevii*, *C. miocathayensis*, *C. pecaniformis*, *Juglans planerifolia*, *J. zaisanica*, *Juglans* sp., *Cyclocarya sachalinensis* и *C. weylandi* [19, 20].

Наблюдаются постепенное сокращение видового разнообразия Ореховых и приуроченность их ареалов к югу РДВ. Начавшееся в конце позднего миоцена – плиоцене прогрессивное похолодание климата, а к концу плиоцена – и продолжительные засушливые сезоны на юге РДВ, по-видимому, привели к постепенному исчезновению практически всех представителей Ореховых с территории РДВ. В настоящее время на РДВ произрастает только 2 вида рода *Juglans* – это *J. mandshurica* (орех маньчжурский), распространённый в Приморье, на юге Хабаровского края, в Еврейской автономной и Амурской областях, и *J. ailanthifolia* Carг. (орех айлантолистный), растущий на острове Кунашир [21, 22].

Литература

1. Ильинская И.А. К систематике и филогении семейства Juglandaceae // Ботанический журнал. 1990. Т. 75, № 6. С. 702–803.
2. Ископаемые цветковые растения России и сопредельных государств. Т. 3: Leitneriaceae – Juglandaceae / Под ред. Л.Ю. Буданцева. СПб.: Изд-во БИН РАН, 1994. 118 с.
3. Manning W.E. The classification within the Juglandaceae // Ann. Missouri Bot. Gard. 1978. Vol. 65, № 4. P. 1058–1087.
4. Manchester S.R. The Fossil History of the Juglandaceae. Kansas: Missouri Bot. Gard., 1987. 137 p. (Monographs in Systematic Botany from the Missouri Bot. Gard. Vol. 21).
5. Stone D.E. Juglandaceae // The families and genera of vascular plants / K. Kubitzki, J.C. Rohwer et V. Bittrich, eds. Berlin: Springer-Verlag, 1993. Vol. II. P. 348–359.
6. Manchester S.R. *Cruciptera*, a new juglandaceous winged fruit from the Eocene and Oligocene of Western North America // Systematic Bot. 1991. Vol. 16. P. 715–725.
7. Kodrul T.M., Krassilov V.A. New juglandaceous fruit morphotype from the Paleocene of Amur Province, Russian Far East // Acta Palaeobotanica. 2006. Vol. 45, № 2. P. 139–144.
8. Elliott L.L., Mindell R.A., Stockey R.A. *Beardia vancouverensis* gen. et sp. nov. (Juglandaceae): permineralized fruits from the Eocene of British Columbia // American Journ. Bot. 2006. Vol. 93, № 4. P. 557–565.
9. Blokhina N.I. Fossil Wood of the Juglandaceae: Some Questions of Taxonomy, Evolution, and Phylogeny in the Family Based on Wood Anatomy // Paleontology Journal. 2007. Vol. 41, № 11. P. 1040–1051.
10. Жилин С.Г. Порядок ореховые (Juglandaceae) // Жизнь растений / Под ред. А.Л. Тахтаджяна. М.: Просвещение, 1980. Т. 5, ч. 1. С. 329–342.
11. Manchester S.R. Fossil wood of the Engelhardieae (Juglandaceae) from the Eocene of North America: *Engelhardioxylon* gen. nov. // Bot. Gaz. 1983. Vol. 144, № 1. P. 157–163.
12. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 488).
13. Буданцев Л.Ю. Раннепалеогеновая флора Западной Камчатки. СПб.: Наука, 2006. 160 с. (Тр. БИН РАН. Вып. 22).
14. Челебаева А.И. Описание ископаемых растений // Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен–олигоцен Западной Камчатки и сопредельных регионов / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 2005. С. 227–368 (Тр. ГИН РАН. Вып. 540).
15. Аблаев А.Г. Биостратиграфия палеогена побережья юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2000. 117 с.
16. Кодрул Т.М. Фитостратиграфия палеогена Южного Сахалина. М.: Наука, 1999. 150 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 519).
17. Блохина Н.И., Попов А.М., Снежкова С.А. Ископаемая древесина *Engelhardioxylon mameticum* sp. nov. (Juglandaceae) из палеогена Камчатки // Палеонтологический журнал. 2002. № 4. С. 104–111.
18. Аблаев А.Г., Васильев И.В. Миоценовая краскинская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1998. 107 с.
19. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 192 с.
20. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора Тереховки, Южное Приморье. Владивосток: Дальнаука, 2001. 128 с.
21. Ворошилова Г.И., Снежкова С.А. Древесина лесобразующих и сопутствующих пород Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1984. 156 с.
22. Харкевич С.С. Сем. 50. Ореховые – Juglandaceae A. Rich. ex Kunth // Сосудистые растения советского Дальнего Востока. Л.: Наука, 1987. С. 69–72.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОЦЕССОВ СЕДИМЕНТОЛОГИИ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ СРЕДНЕГО ЕНИСЕЯ

И.В. Борисова

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Песчаные отложения представляют собой фациальные образования и обладают особыми свойствами среди зональных отложений. Именно этим обусловлен интерес к изучению их генезиса для физико-географических реконструкций [1, 2]. Исследование геохимических особенностей песчаных отложений, лишенных четких литологических границ, позволяет стратифицировать их на основе изменения содержания химических элементов.

Район исследований охватывает подзону южной лесостепи Южно-Минусинской котловины, северную лесостепь Красноярской предгорной котловины, южную часть предгорий Енисейского кряжа с горнотаежными мелколиственными, светлохвойными и темнохвойными лесами, среднеенисейскую долинную равнину со средне- и южнотаежными светлох-

войными и темнохвойными лесами Средней Сибири (рис. 1) [3].

Объектом исследования являются почвы и песчаные отложения Южно-Минусинской и Красноярской котловин, предгорий Енисейского кряжа, Енисейской равнины. На территории Южно-Минусинской котловины были изучены почвы и песчаные отложения холмисто-грядовой поверхности водораздела (разрез Малая Минуса). Современная почва формируется под сосняком бруснично-разнотравным.

В пределах Красноярской котловины исследованы почвенный покров и песчаные отложения холмистовалистой поверхности 12–16-метровой террасы р. Енисей (разрез Сосны). Современная почва развивается под сосняком разнотравным. В южной части предгорий западного склона Енисейского кряжа

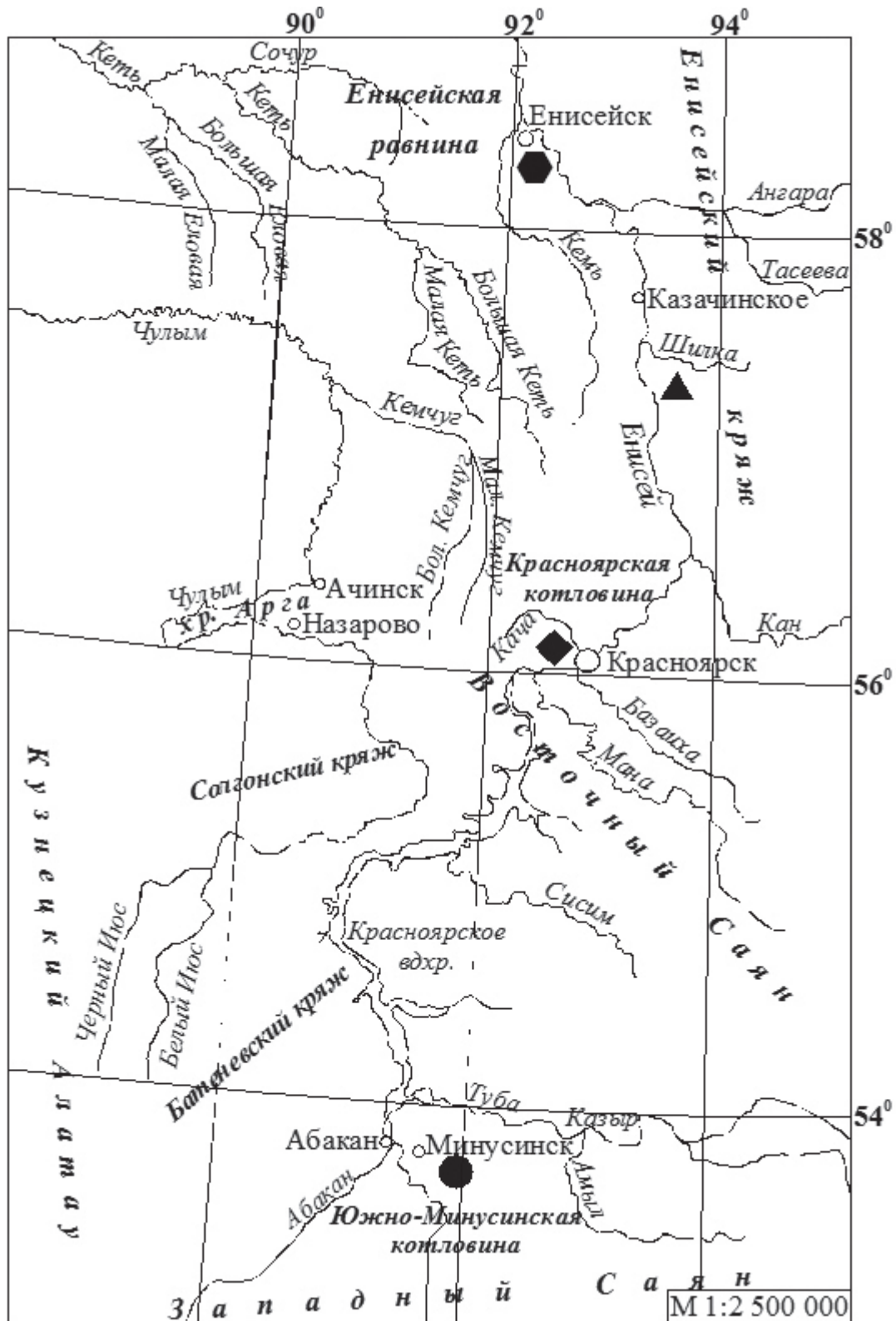


Рис. 1. Карта-схема района исследований (по Лиханову, 1964) с местами расположения разрезов.
 Разрезы: ● – Малая Минуса; ◆ – Сосны; ▲ – Усть-Шилка; ■ – Монастырский бор 1, 2

изучались почвы и песчаные отложения холмисто-увалистой поверхности 12–16-метровой террасы р. Енисей (разрез Усть-Шилка-2). Почвенный покров формируется под сосняком осоково-разнотравно-зеленомошным. На территории Енисейской равнины

были изучены почвы и песчаные отложения разрезов Монастырский бор-1 и Монастырский бор-2. Разрезы заложены на поверхности 55–70-метровой террасы. Разрез Монастырский бор-1 заложен на вершине гривы во внутренней части террасы, почва развивается

под сосняком разнотравным. Разрез Монастырский бор-2 находится во внутренней части террасы на северном склоне гривы, почва формируется под сосняком бруснично-зеленомошным.

Содержание микроэлементов исследовалось нейтронно-активационным методом (прибор ДТДК-50).

По данным гранулометрического и минералогического состава почвы и песчаные отложения Южно-Минусинской и Красноярской котловин, предгорий западного склона Енисейского кряжа и Енисейской равнины по особенностям распределения фракций гранулометрического состава расчленяются на три толщи. Нижняя представлена крупно- и среднетонкопесчаной фракцией (в разрезе Сосны – мелкопесчаной); в минералогическом составе преобладает кварц, зерна которого угловато-окатанные и имеют гладкую, блестящую поверхность. Реже встречаются минералы с ямчатой полуматовой поверхностью. Фиксируется чередование хорошо- и среднесортированного материала. Средняя толща характеризуется преобладанием мелкопесчаной и крупнопылеватой фракций, среднесортирована, представлена чередованием слоев с угловато- и плохоокатанными минералами с матовой и глянцевой поверхностью и слоев, поверхность минералов в которых в основном матовая. Верхняя – преобразована современными процессами почвообразования и соответствует почвенным горизонтам, плохо- и среднесортирована, представлена угловато-окатанными обломками кварца с матовой поверхностью, в гранулометрическом составе доминирует фракция песка мелкого при высоком содержании фракции крупной пыли. Песчаные отложения Енисейской равнины отличаются стабильным доминированием фракции песка крупного и среднего. Кроме того, мощность песчаных отложений Енисей-

ской равнины меньше, чем на остальных изученных территориях.

На основе изучения геохимических свойств и определения геохимических маркеров почвенной переработки в песчаных отложениях разрезов Малая Минуса, Сосны и Усть-Шилка-2 выделяются уровни, фиксирующие палеоперекрестки, на которых протекали процессы, аналогичные современным почвообразовательным [4]. В песчаной толще разреза Малая Минуса на основании анализа дифференциации компонентов валового состава выделяются два уровня: 1-й – на глубине 200–210 см (макротектонически не выделен), 2-й – на глубине 490–510 см (на уровне формирования детритного горизонта). На первом уровне происходит накопление SiO_2 , K_2O , Na_2O и вынос полутонких окислов, на втором – аккумуляция SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Из микроэлементов на первом уровне накапливаются Ba, Cs, Rb и Ce; у Sr, Rb и Co наблюдается элювиально-иллювиальная дифференциация; на втором уровне аккумулируются практически все микроэлементы (рис. 2). В песчаной толще разреза Сосны уровни, выделенные на глубине 340–380 см и 540–560 см, макротектонически не выражены. На первом уровне аккумулируются Al_2O_3 , K_2O и P_2O_5 , на втором – Fe_2O_3 , CaO, MgO, MnO и P_2O_5 . Первый уровень характеризуется уменьшением содержания практически всех изученных микроэлементов, второй – их аккумуляцией.

В отличие от разрезов Малая Минуса и Сосны, в песчаной толще разреза Усть-Шилка-2 палеоперекрестки выделяются только на основании анализа дифференциации макроэлементного состава. Эти уровни выделены на глубине 144–150; 232–238 и 412–415 см. Макротектонически не выражены. В пределах этих уровней происходит значительное

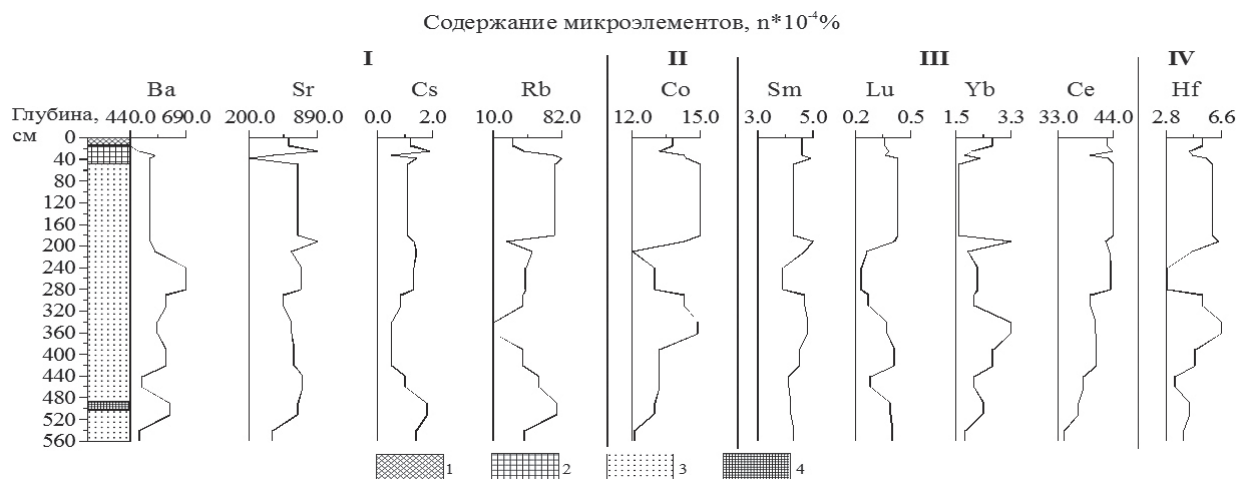


Рис. 2. Микроэлементный состав дерново-борово́й почвы и песчаных отложений Южно-Минусинской котловины (разрез Малая Минуса). Горизонты: 1 – АУ; 2 – ВТ; 3 – С; 4 – детрит. Геохимическая классификация элементов по особенностям их миграции в ландшафтах (по Перельману, 1979): I – подвижные и слабоподвижные литофильные водные мигранты; II – халькофильные и сидерофильные водные мигранты; III – малоподвижные и слабоизученные литофильные и сидерофильные водные мигранты, мигрирующие частично в сильноокислых и сильнощелочных водах; IV – малоподвижные и слабоизученные литофильные и сидерофильные водные мигранты, частично мигрирующие в сильнощелочных содовых водах

уменьшение содержания SiO_2 и фиксируется аккумуляция полуторных окислов, а также аккумулируются CaO и K_2O на первых двух уровнях. Эти же процессы фиксируются и в современной дерново-подзолистой почве. Выделенные уровни коррелируют с культурными слоями данного разреза, определенными археологическими методами.

В целом исследованные почвы и песчаные отложения на территории Красноярской и Южно-Минусинской котловин, южной части предгорий западного склона Енисейского кряжа и Енисейской равнины по степени сортированности, морфологии минералов, особенностям распределения фракций гранулометрического состава и геохимическим свойствам дифференцируются на три толщи, сформированные в течение нескольких седиментологических периодов.

Нижняя толща сформировалась в результате аквальных процессов. Отложения средней толщи имеют либо эоловый генезис (Южно-Минусинская и Красноярская котловины), либо изначально образовались под действием аквальных процессов, а в дальнейшем подверглись эоловому перевеванию. Материал верхней толщи изначально образовался склоновыми процессами, но в дальнейшем был подвержен эоловому переносу. Однородность минералогического состава

каждого разреза указывает на единую для каждой отдельной территории область сноса. Неоднородность, выделенная на основе макроморфологических и гранулометрических исследований, а также морфологии минералов, объясняет проявления одного и того же процесса с позиций различного генезиса и различной интенсивности.

Литература

1. Чигиринцев И.П. Песчаные почвы ЦЧО и их использование // Тезисы докладов научно-производственной конференции по охране природы. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1961. С. 56–68.
2. Гаель А.Г., Хабаров А.В. Особенности почвообразования на песках Бузулукского бора в связи с их минералогическим составом // Почвоведение. 1971. № 2. С. 119–135.
3. Лиханов Б.Н. Природное районирование // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Средняя Сибирь. М.: Наука, 1964. С. 327–384.
4. Борисова И.В. Геохимический состав песчаных отложений долины Среднего Енисея как индикатор палеогеографических условий их формирования // Доклады Международной научной конференции «Геохимия биосферы», посвященной 90-летию А.И. Перельмана. Москва; Смоленск: Ойкумена, 2006. С. 75–77.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПЛИОЦЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИИ)

В.С. Волкова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Рассмотрено последовательное развитие флоры и растительности в плиоцене в связи с дискуссионным положением верхней границы неогена и четвертичной системы. В 2008 г. появилось новое решение Международного союза геологических наук (IUGS) о нижней границе квартера. Нижняя граница плейстоценового отдела должна быть понижена так, чтобы плейстоцен включал ярус – Гелазий и его нижняя граница определялась GSSP в Монте-Сан-Никола, которая определяет основание Гелазия – нижняя граница четвертичной системы, соответственно неогена – квартера. Формально она определяется геологическим союзом в разрезе Монте-Сан-Никола и также совпадает с основанием Гелазия. Причиной явилось обнаружение похолодания на этом рубеже. В соответствии с такими определениями ярус (век) Гелазий перемещается из плиоценового отдела в плейстоцен. В таком случае мы получаем укороченную систему неогена.

В настоящее время нижняя граница квартера в Сибири проводится на уровне 1,8 млн лет [1, 2]. Она совпадает с резким похолоданием климата. По своей структуре оно было равно похолоданиям ледниковых эпох. С этим временем связано развитие сплошной

многолетней мерзлоты и распространение морских льдов Полярного бассейна [3] и развитие на севере первого материкового оледенения, формирование арктических ландшафтов на юге Западной Сибири, проникновение арктических элементов флоры на территории современных лесостепной и степной зон. Возникает вопрос: было ли столь глубокое похолодание климата в начале Гелазия, на уровне 2,6 млн лет, и как эволюционировали флора и растительность на протяжении всего плиоцена? Насколько был велик ранг похолодания в начале гелазского века, как шло развитие бореальной флоры?

В последние годы был изучен ряд новых разрезов скважин на юге Западной Сибири, в связи с составлением листов «Госгеокарта-200» [4, 5]. Проведено также комплексное изучение ряда разрезов плиоцена В.С. Зыкиным и В.С. Зажигиным [6]. Отложения плиоцена получили палеомагнитную и палеоботаническую характеристики [7, 8]. Ниже рассмотрим состав флоры и ландшафты из основных разрезов плиоцена Западной Сибири. К концу позднего миоцена – началу плиоцена относится новостаничный горизонт (6–5 млн лет). Новостаничное время ознаменовалось

заболочиванием озерных водоёмов и формированием сероцветных глин с карбонатными конкрециями и погребенными почвами. Новостаничные слои содержат богатый комплекс мелких млекопитающих, остракод и моллюсков [1, 6]. В составе растительности, в отличие от растительности павлодарского времени позднего миоцена, большую роль стала играть ель, пихта, в меньшей степени принимали участие мелколиственные породы. Из широколиственных сохранились *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*. Локальные ценозы отличались большим разнообразием прибрежно-водных и водных растений. По общему характеру растительность была близка к современным маньчжурским степям и лесостепям. Относительно высокие среднегодовые температуры и короткие периоды зимы обусловили существование отдельных элементов широколиственных лесов, а в водоёмах теплолюбивых моллюсков. Следующий этап нижнего плиоцена – рытовско-пешневский, или черлакский (4,9–4,4 млн л.н.), характеризуется также теплым и достаточно сухим климатом. В это время отлагались мергельные глины, совершенно лишённые макроостатков флоры. Спорово-пыльцевые спектры так же чрезвычайно бедны. В отложениях обнаружены единичные зерна травянисто-кустарничковых растений-ксеро-фитов из семейств Asteraceae и Chenopodiaceae. Сильно окислительная среда была крайне неблагоприятной для фоссилизации растительных остатков. Мергельные конкреции являются свидетелями сухого теплого климата пустынь. Для этого периода, по-видимому, достаточно высокими были и среднегодовые температуры на 9–10°C выше современных. В.С. Зыкин считает, что с этим временем был связан климатический оптимум плиоцена. Относительное похолодание намечалось в конце оптимума плиоцена. Оно нашло отражение в широком развитии злаково-разнотравных степных формаций, которые далеко мигрировали на север равнины, но климат был теплее современного. Во вторую половину раннего плиоцена (4,5–3,5 млн л.н.) климатические условия неоднократно менялись от семиаридного климата, когда в составе растительных формаций существовали: дуб, вяз, орех, виноград и др., до аридного (пустынного и семиаридного, близкого к современному [9]). Таким образом, по данным флоры и малакофауны, в раннем плиоцене резких похолоданий не было. Установлено два исключительно теплых интервала. Первый приходится на рытовско-пешневское время, второй на битекейское. В позднем плиоцене (3–2,3 млн л.н.) произошло становление бореального и арктического климата. На этом рубеже произошло оживление неотектонических движений, обновление врезов речных долин, формирование новой генерации аллювия (подпуск-лебяжинские слои – кулундинский горизонт). С этого периода началось похолодание климата. Из состава растительности выпадают все широколиственные породы. Начало времени ознаменовалось широким

развитием березовых лесов, а в конце этого времени началось развитие болот и расселение сфагновых и зеленых мхов. Начиная с 2,5 млн лет наступило прогрессирующее похолодание климата. Расположение границ ландшафтных зон и их структура на равнине установились близкие к современным. Однако проникновение представителей арктической флоры на юг Западной Сибири пока не установлено. Резкое похолодание климата, обусловившее миграцию арктической флоры на юг равнины и полную перестройку ландшафтных зон, установлено только на рубеже 1,65 млн лет в позднекочковское время. В позднекочковский (убинско-ерестинский) век произошла смена лесотундровых ландшафтов (березовые редколесья с участием кустарничковой березы с примесью ели и сибирского кедра) – тундровыми и тундростепными перигляциального типа с арктической флорой. Эти ландшафты мигрировали в зону современной лесостепи и, возможно, даже занимали часть степных районов [10]. Отложения подстилающие убинско-ерестинские слои – каргатские пески (1,65–1,8 млн л.н.) отлагались в более благоприятных условиях. Их, вероятно, следует исключить из состава эоплейстоцена и перевести в плиоцен.

В заключение следует отметить, что, по данным палинологии нижнюю границу квартала следует еще дорабатывать, как и верхнюю границу Гелазия. Мы согласны с теми учеными, которые предлагают ввести мораторий на пять лет на изменение границы квартала [12] и не включать Гелазий в состав плейстоцена. Следует согласиться с мнением Ю.Б. Гладенкова [11], что необходимо изучать стратиграфическую последовательность состояний былых биосфер и палеоэкосистем. Именно биосферная стратиграфия, по мнению Ю.Б. Гладенкова, может приблизить стратиграфов к решению одной из крупнейших задач общей геологии – естественной периодизации геологической истории Земли.

Работа выполнена при поддержке программы РАН № 15.

Литература

1. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2001. 11 л.
2. Волкова В.С., Камалетдинов В.А., Головина А.Г., Хазина И.В. Стратиграфия четвертичных отложений Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) // Фундаментальные проблемы квартала: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 120–125.
3. Волкова В.С., Барановва Ю.П. Плиоцен – раннеплейстоценовое изменение климата в Северной Азии // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 47–52.
4. Кузьмина О.Б., Волкова В.С. Палиностратиграфия олигоцен-миоценовых отложений юга Западной Сибири // Стратиграфия геологическая корреляция. 2008. Т. 16, № 5. С. 117–130.

5. Волкова В.С. Основные рубежи перестройки бореальной флоры Западной Сибири в олигоцене и неогене // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2008. Т. 49, вып. 10–11. С. 325–328.
6. Зыкин В.С. Верхний кайнозой юга Западной Сибири (стратиграфия, эволюция, природная среда и климат): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2009. 32 с.
7. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западной Сибирской плиты. Новосибирск: ГЕО, 2006. 161 с.
8. Никитин В.П. Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Новосибирск: Гео, 2006. 227 с.
9. Волкова В.С. Становление бореального климата в позднем кайнозое Северной Азии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны: Материалы Междунар. симп. Ростов н/Д, 2006. С. 47–50.
10. Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 335 с.
11. Гладенков Ю.Б. Современные проблемы стратиграфии верхнего кайнозоя // Геологические события неогена и квартара России. Современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции: Материалы Всерос. науч. совещ. М.: Геос, 2008. С. 8–10.
12. Тесаков А.С. Современная дискуссия о положении неоген-четвертичной границы // Материалы Всероссийского научного совещания. М.: Геос, 2007. С. 90–95.

LATE CRETACEOUS GRÜNBACH FLORA OF AUSTRIA: SYSTEMATICS, AGE, PALAEOECOLOGICAL AND PALAEOCLIMATOLOGICAL INTERPRETATIONS

Jiri Kvaček¹, Alexei B. Herman²

¹ National Museum, Prague, Vaclavské nám. 68, 115 79, Praha 1, Czech Republic

² Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The Grünbach Flora comes from the Grünbach Formation forming part of the Gosau Group in the Grünbach – Neue Welt Basin in the Eastern Calcareous Alps, Lower Austria. Although collected since the early 19th century, the Grünbach Flora had never been studied monographically and was in need of revision. The Early Campanian age of this flora is based on foraminifers, spores and pollen from the Grünbach Formation and on the correlation of these deposits with the underlying Maiersdorf and the overlying Piesting formations which contain stratigraphically important marine fossils.

The Grünbach Flora comprises 53 macrofossil species, representing Equisetopsida (1 species belonging to *Equisetites* STERNBERG), Polypodiopsida (11 species belonging to genera *Gosauopteris* J. KVAČEK & HERMAN, *Monheimia* DEBEY & ETTINGSHAUSEN, *Microphylopteris* ARBER, *Coniopteris* BRONGNIART, *Cladophlebis* BRONGNIART, *Raphaelia* DEBEY & ETTINGSHAUSEN, *Sphenopteris* (BRONGNIART) STERNBERG, and *Marsileaceaphyllum* NAGALINGUM), Cycadopsida (1 species belonging to *Nilsonia* BRONGNIART), Pinopsida (4 species belonging to *Geinitzia* ENDLICHER, *Pagiophyllum* HEER and *Podozamites* C. BRAUN IN MÜNSTER), Liliopsida (6 species belonging to *Lysichiton* SCHOTT, *Pandanites* TUSZON, *Gruenbachia* J. KVAČEK & HERMAN, *Sabalites* SAPORTA, *Theiaiphyllum* HERMAN & J. KVAČEK, and *Monocotyledon* gen. & sp. indet.), and Magnoliopsida (30 species belonging to genera *Brasenites* WANG & DILCHER, *Celastrophyllum* GOEPPERT, *Compositiphyllum* HERMAN & J. KVAČEK, *Debeya* MIQUEL, *Ettingshausenia* STIEHLER, *Grebenkia* LEBEDEV, *Juglandiphyllites* BOULTER & Z. KVAČEK, *Leguminosites* BOWERBANK, *Menispermites* LESQUEREUX, *Myricophyllum* SAPORTA, *Quereuxia* KRYSHTOFOVICH, *Rogersia* FONTAINE, *Ternstroemites*

E.W. BERRY, *Viburniphyllum* NATHORST, *Dicotylophyllum* SAPORTA, *Ceratoxylon* VELENOVSKÝ & VINIKLÁŘ). Within the fossil plants of the Grünbach Flora, 4 genera (*Gosauopteris*, *Gruenbachia*, *Theiaiphyllum* and *Compositiphyllum*) and 27 species are new.

Spores and pollen from the Grünbach Formation at Grünbach were studied by DRAXLER (in SUMMESBERGER 1997) and SVOBODOVÁ (HRADECKÁ et al. 2000). The most characteristic feature of the palynoflora is pollen from the «*Normapolles*» group.

The Grünbach Flora represents one of the few known Late Cretaceous mire floras in the Northern Hemisphere. Due to the palaeoecological conditions, which indicate a peaty swamp habitat, the Grünbach Flora represents a unique case with few counterparts in the Late Cretaceous. Although there is no direct equivalent to the Grünbach Flora, the floras that most resemble it in terms of plant content are from the Maastrichtian of Romania, the Maastrichtian of Spain, the Senonian and the Cenomanian of the Czech Republic. The Grünbach Flora includes pandans, palms and numerous angiosperms with narrow entire-margined leaves which, according to VAKHRAMEEV (1991), can be interpreted as a flora typical of the Euro-Sinian phytogeographic region. The Grünbach Flora also belongs to the Southern Laurasian Province (BATTEN 1984; CRANE 1987) and to the *Normapolles* Province (HERNGREEN & CHLONOVA 1981). The presence of relict plants in the Grünbach Flora (*Nilsonia*, *Podozamites*) probably reflects the existence of the flora in an 'island refuge'.

The following plant communities comprising the Grünbach Flora were reconstructed on the basis of plant morphology, anatomy, the autecology of some taxa and taphonomic observations: aquatic, swamp/semiaquatic,

juglandaceous and palm wetland, riparian and mesophytic forest. The dominating palaeogeographic environment during the accumulation of the Grünbach Formation is that of a large island, temporarily connected to the continent. In the coastal lowlands and plains of the island, large open bodies of shallow fresh water (ponds and oxbow lakes) with floating dicots were surrounded by swampy lowlands inhabited by a community dominated by pandans and ferns with palm hammocks. A wetland juglandaceous forest with palms and evergreen conifers was developed along the shores of the lakes and swamps. Small rivers or streams may have crossed this lowland, their margins populated by a riparian plant community composed mainly of *Sphenopteris* ferns, and shrubs or trees of platanoid angiosperms. At a distance from the lakes, swamps and rivers mesophytic predominantly coniferous forest prevailed.

Palaeoclimatic analysis of the Grünbach Flora using the nearest living relative (NLR), leaf margin analysis (LMA) and Climate Leaf Analysis Multivariate Program (CLAMP) approaches allows us to reconstruct both qualitative and quantitative palaeoclimatic parameters experienced by the flora (HERMAN & J. KVAČEK, 2007). It can be concluded from the NLR approach (using palms

Arecaceae: *Sabalites*, pandans Pandanaceae: *Pandanites* and ferns probably belonging to the families Schizeaceae: spores *Leiotriletes* sp., *Appendicisporites tricuspidatus*, *Cicatricosisporites* sp. and Matoniaceae: *Monheimia* with *Matonisporites* spores preserved *in situ*), LMA (13 dicot species, or 48%, have leaves or leaflets with entire margins) and CLAMP that the Grünbach Flora experienced a humid subtropical frost-free climate with hot summers and short relatively dry, but not arid, seasons. Physiognomic analysis of the Grünbach Flora using the CLAMP technique yielded a mean annual temperature of 13.9°C (16°C using LMA), a warm month mean temperature of 25.7°C, a cold month mean temperature well above freezing at 3.1°C, a growing season length of 8.3 months, a mean growing season precipitation of 1691 mm, a mean monthly growing season precipitation of 204 mm, precipitation during the three consecutive wettest months of 817 mm and precipitation during the three consecutive driest months of 453 mm. The Grünbach Flora can be interpreted as a flora typical of the Euro-Sinian phytogeographic region characterised by a subtropical climate. Our CLAMP results do not support the previously held hypothesis that the Grünbach Flora existed 1000 km south of the present day position of the Neue Welt Basin.

THE LATE CRETACEOUS HIGH ARCTIC: A REASSESSMENT OF QUANTITATIVE PALAEOCLIMATE DATA BASED ON PLANT FOSSILS

Robert A. Spicer¹, Alexei B. Herman²

¹ Department of Earth and Environmental Sciences, Centre for Earth, Planetary, Space and Astronomical Sciences, The Open University, Milton

² Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The existence of fossil floras attesting to vigorous forest growth in polar regions (palaeolatitudes > 66°) during Mesozoic and early Tertiary times has long been used as evidence for significant natural global climate change. Late Cretaceous and Paleocene megafossil floras from northeastern Russia and northern Alaska represent the most extensive highest palaeolatitude polar floras representing extreme global greenhouse conditions. Our current leaf fossil database comprises over 10,000 images and incorporates re-photographed historical material as well as more recent collections we have made in the context of detailed sedimentological observations, absolute age data and biostratigraphic constraints.

Late Cretaceous megafossil floras from the palaeo-Arctic of north-eastern Russia and northern Alaska are reviewed in respect of their age, composition, structure and floral dynamics. Palaeofloral correlations and comparisons are made between the two regions. Nine angiosperm-rich, predominantly Cenomanian to Coniacian, floras from the palaeo-Arctic are re-evaluated using Climate Leaf Analysis Multivariate Program (CLAMP) calibrated using a global gridded (0.5° x

0.5°) climate data set derived from that used in climate modelling. Additional floras from lower palaeolatitudes were used to derive latitudinal temperature gradients: six from N. America, five from around 30°N palaeolatitude in Europe and one from Kazakhstan.

The Arctic climatic determinations, similar to previous estimates, support the existence of a cool northern Pacific Ocean cold gyre and a warm Arctic Ocean. At palaeolatitudes greater than 80°N floras are insufficiently diverse in woody dicot taxa to use CLAMP, but using CLAMP-derived latitudinal temperature gradients Arctic Ocean coastal environments at 70 Ma and 82°N and which supported a diverse dinosaur megafauna are predicted to have experienced a mean annual temperature of 6.3 ± 2.2°C, a warm month mean of 14.5 ± 3.1°C and a cold month mean no colder than -2.0 ± 3.9°C. All uncertainties are 2σ. The new estimates are in good agreement with a wide range of non-palaeobotanical climate proxies and render as an outlier warmer temperature estimates for the Arctic Ocean derived from the TEX86 proxy. Modelling, however, shows that land to ocean temperature gradients could have been steep. The CLAMP estimates also

suggest high values for humidity and precipitation consistent with sedimentological indicators and, coupled with warm temperatures, support the existence of a

persistent polar cloud cap that helped maintain high terrestrial air temperatures throughout prolonged periods (up to 5 months) of winter darkness.

ОТРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ В ПЕДОРЕЛИКТАХ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Н.И. Глушанкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Изучение эволюции природных процессов в плейстоцене издавна привлекает внимание исследователей. К настоящему времени накоплен значительный материал, полученный с помощью традиционных, теоретически обоснованных методов сопряженного палеогеографического анализа новейших отложений. Он позволил провести реконструкцию последовательности событий в плейстоценовой истории Восточно-Европейской равнины [1, 2]. Не случайно особая роль в правильном толковании развития и динамики природной среды в новейшее геологическое время, а также в решении общих стратиграфических и геохронологических, эволюционных вопросов перигляциальных лессовых областей отводится одному из наиболее ярких палеогеографических явлений – изучению ископаемых почв. Именно почвы и образуемые ими почвенные покровы, являясь природными телами и продуктом длительного функционирования и самоорганизации биосферы, непрерывно развивающихся процессов почвообразования, занимают центральное фокусирующее положение в ландшафтной оболочке Земли. Им принадлежит наиболее важная роль в формировании всего природного комплекса благодаря выполнению многочисленных и разнообразных функций в геосфере: литолого-геоморфологических, ландшафтно-геохимических, экологических и др.

Традиционно в качестве основных источников информации об эволюции и взаимодействиях биосферы и геосферы во времени на Земле рассматривались осадочные породы, их вещественные признаки, включая и палеонтологические, и археологические, и исторические сущности. Рассмотрение почвы как еще одного источника информации о таких взаимодействиях прошлого было заложено еще в трудах В.В. Докучаева, который называл почву зеркалом ландшафта, функцией факторов педогенеза. В отличие от осадочной, записывающей главные особенности процессов литогенеза, контролируемых климатическими, биологическими и геологическими факторами (Н.М. Страхов, Е.В. Шанцер и др.), почвенная запись осуществляется по своим собственным законам, далеко не зеркально, а скорее избирательно. Она зависит от экзогенного потенциала климата и биоты, от трансформационной способности материнских пород, от длительности процессов педогенеза и от

действия различных стирающих факторов. Способность почвенной системы запоминать, записывать в своих устойчивых свойствах, накапливать и передавать информацию об условиях и процессах своего формирования и дальнейшего изменения во времени (эволюции, деградации) рассматривается как память почв, как еще одна фундаментальная и всеобщая функция почв и педосферы Земли наряду с другими (биологической, гидрологической и др.) [3]. Известное выражение В.В. Докучаева «почва – зеркало ландшафта», также как и известная триада «факторы → процессы → свойства», по существу формулировали именно эту особенность почв отражать в своих свойствах факторы и процессы, действовавшие на протяжении периода их формирования. Концепция памяти почв активно используется в палеогеографии и палеопочвоведении, где почвы, начиная с работ К.Д. Глинки, трактовались как отражения, «отпечатки» былых природных и природно-антропогенных обстановок и процессов.

Отход от представлений прямого актуализма в трактовке генезиса и географии почв позволил сформулировать более адекватные представления о сложных сочетаниях в почвах признаков разных возрастных генераций: унаследованных от материнских пород, от разных стадий развития и эволюции почв. Детальное изучение различных элементарных почвообразовательных процессов, в своих сочетаниях определяющих тип почвообразования, с использованием широкого круга методов, существенно расширило перечень диагностируемых в палеопочвах процессов педогенеза, выветривания, педометаморфических изменений. Это послужило базовой основой для более детального факторно-генетического понимания процессов развития и эволюции почв в разнообразных палеообстановках плейстоцена и послужило основой для прогнозирования возможных изменений в поведении почв в почвенных покровах под влиянием различных изменений природной среды.

Исследование плейстоценовых почв в серии опорных разрезов ряда восточно-европейских страторегионов, отличающихся друг от друга строением новейших отложений и историей палеогеографического развития, позволило «прочитать» новейшую историю многих почв в почвенных покровах на территории

бассейнов Днепра, Оки, Дона, Волги, Камы за последние 0,6–0,8 млн лет. В плейстоценовой истории Восточно-Европейской равнины по сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных выделяется не менее девяти неодинаковых по продолжительности и различных по природно-климатическим условиям формирования эпох интенсивного педогенеза. Каждая из них отличалась присущими только ей особенностями строения почв, сочетанием генетических типов в автоморфных позициях рельефа, закономерностями их географического распространения. В раннем и среднем плейстоцене выделяются по три эпохи интенсивного педогенеза, относящихся к михайловскому времени, ильинскому, мучкапскому, лихвинскому, каменскому, роменскому межледниковьям, а в позднем плейстоцене, помимо эпохи педогенеза в микулинское межледниковье, выделяются две интерстадиальные эпохи почвообразования – крутицкая и брянская [2].

Межледниковый почвенный покров на протяжении плейстоцена формировался аналогично современному покрову, образуя сложный зональный спектр почв. Развитие его на водораздельных пространствах происходило в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтов преимущественно суббореального почвенно-климатического пояса. Почвообразование в наиболее древнюю эпоху раннего плейстоцена (михайловское время) происходило на фоне достаточной тепло- и влагообеспеченности и характеризовалось высокой интенсивностью сопровождавших его процессов. Широкое распространение имели гидроморфные ландшафты с олуговельными почвами. В почвенном покрове южной части равнины были развиты полигенетические красноцветные образования. В почвенном покрове разных этапов ильинского межледниковья (~780–660 тыс. л.н., МИС-17) были развиты темноцветные луговые, лугово-лесные почвы. Формирование их сопровождалось процессами гумусонакопления, лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Основной фон почвенного покрова на востоке равнины составляли разности, близкие современным луговым и лугово-степным почвам. В раннюю фазу формирования почвенного покрова в мучкапское межледниковье (~610–535 тыс. л.н., МИС-15) преобладали лесные, олуговельные и слитые разности почв; в южной части равнины – почвы красноцветного облика, а на западе – буроземоподобные. Для формирования почв поздней фазы педогенеза, сопоставляемых с современными брүниземами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и признаков слабых элювиально-иллювиальных процессов на фоне значительной рубификации.

В почвенном покрове лихвинского межледниковья (~455–360 тыс. л.н., МИС-11) на территории древней лесной зоны доминировали текстурно-дифференцированные почвы с элювиально-иллювиальным профилем; на территории лесостепи преоб-

ладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. Заметную роль в их развитии играли процессы оглинения *in situ* и аккумуляции карбонатов. Черты полигенетичности с признаками усиления гумусообразования на более поздней стадии формирования несут палеопочвы на территории бассейнов Оки, Верхнего Дона. На границе лесостепи и степи в почвенном покрове были развиты почвы, близкие современным черноземам.

Почвенный покров постлихвинской, каменской эпохи (~340–280 тыс. л.н., МИС-9), характеризуется преобладанием текстурно-дифференцированных почв – дерново-подзолистых, серых лесных – в раннюю фазу развития, бурых лесных лессивированных в позднюю фазу педогенеза – на севере равнины. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединились оглинение *in situ* и гумусообразование. Основной фон почвенного покрова в центре и на востоке равнины составляли серые лесные, бурые лесные лессивированные, черноземовидные почвы луговых степей, выщелоченные черноземы. В заключительную роменскую эпоху (~260–220 тыс. л.н., МИС-7) среднеплейстоценового почвообразования формировались почвы с монолитным профилем без признаков иллювиирования материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные. Пространственная неоднородность почв, генетические особенности которых специфичны, менее отчетливо выражена по сравнению с почвами более древних среднеплейстоценовых эпох. На юго-западе равнины им свойственны значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей на фоне слабого гумусонакопления. Это сближает их с современными коричневыми почвами субаридных средиземноморских ландшафтов.

В позднем плейстоцене педогенез становится умеренным, относительно аридным и континентальным. В микулинское межледниковье (~130–70 тыс. л.н., МИС-5) на значительной территории Восточно-Европейской равнины преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Наблюдается значительное расширение к югу лесной зоны. Основной фон почвенного покрова в ней составляли почвы, возможные аналоги современных псевдоподзолистых почв, а на юго-западе – бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В лесостепи почвенный покров этого времени характеризуется сложным строением. Он представлен комбинациями западных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем и почв лугово-черноземного генезиса. Степная зона была редуцирована, площадь ее сократилась вдвое. Она трансформировалась в лесостепь, а черноземные по-

чвы занимали пространства на самом юге равнины. Генетические свойства, а также закономерности географического размещения почв миклулинского межледниковья обнаруживают принципиальное сходство с современной эпохой.

Крутицкий (верхневолжский) интерстадиал является относительно теплой гиперзональной эпохой, характер и направление педогенеза которой были, вероятно, однотипны на значительных пространствах. Почвенный покров ранневалдайского интерстадиала (~ 65–54 тыс. л.н., МИС-3), в составе которого преобладали почвы дерново-черно-земного генезиса открытых остепненных ландшафтов, отличался монотонностью. В формировании своеобразных почв, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют, доминировали процессы гумусонакопления. В ранневалдайскую эпоху наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности, гомогенность в строении почвенного покрова, отражающие гиперзональный характер природной среды этого этапа позднего плейстоцена.

Брянский интервал (~ 45–25 тыс. л.н., МИС-3) является эпохой совершенно особого типа. В это время в почвенном покрове формируются дерново-мерзлотно-глеевые почвы континентального холодного климата с особой системой закономерностей географического размещения, отражающих провинциальные изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента. Климат заключительного этапа брянского интервала максимально приблизился к климату ледниковых эпох.

В отличие от теплых межледниковых эпох и относительно теплых интерстадиальных, в холодные эпохи плейстоцена формирование полнопрофильных палеопочв не происходило.

Уровни слабого почвообразования, фиксируемые в лессовых толщах, в частности в днепровском лессе, представлены относительно гумусированными прослоями, имеющими примитивное строение слабо-выраженного профиля, диагностические признаки которого в значительной мере стертые диагенетическими процессами в хорошо аэрируемых лессовых толщах.

Общие эволюционные изменения палеопочв в разновозрастных почвенных покровах тесно связаны с кардинальными изменениями климата и биоты в плейстоцене и имеют необратимый характер. Они проявляются в последовательном смещении условий педогенеза и изменении генетических свойств от ранне-, среднеплейстоценового, сходного с теплоумеренным, умеренно-теплым, умеренным до умеренного межледникового в позднем плейстоцене и холодного континентального в завершающую эпоху интенсивного педогенеза на Восточно-Европейской равнине.

Формирование современного почвенного покрова, начатое в переходную эпоху от позднего плейстоцена к голоцену, происходило на фоне существенных изменений природной среды: от холодных перигляциальных условий позднеледниковья до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа.

Литература

1. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
2. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск; Москва: Маджента, 2008. 348 с.
3. Таргульян В.О. Память почв: общие подходы к проблеме // Память почв. М: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 23–58.

ПАЛИНОЛОГИЯ И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

З.Н. Гнибиденко, В.С. Волкова, О.Б. Кузьмина, И.В. Хазина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Стратиграфия олигоцен-неогеновых отложений юго-восточной части Ишим-Иртышского междуречья, по данным бурения скв. 8 ($\varphi = 53^{\circ}31' \text{с.ш.}$; $\lambda = 73^{\circ}34' \text{в.д.}$), представляет интерес в связи с тем, что скважина расположена на границе Северо-Казахстанской моноклинали и Западно-Сибирской плиты. Здесь в геологическом строении участвуют мезокайнозойские отложения, образующие платформенный чехол, залегающий на размытой поверхности доюрских образований. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения, имеющие

мощность около 100 м, представлены осадками олигоцена (новомихайловский и журавский горизонты) и неогена (абросимовский, бещеульский, таволжанский и новостаничный горизонты). Отличительной чертой строения краевой части впадины является неполнота геологической записи, что нашло отражение в выпадении из разреза палинологических и палеомагнитных зон, в нарушении последовательности развития континентальной растительной биоты.

Нижний олигоцен – исылкульская свита (106,4–96,4 м). Свита залегаєт на размытой поверхно-

сти морских глин тавдинской свиты верхнего эоцена и представлена алевритами, чередующимися с глинами и редкими прослоями бурых углей.

Для этого интервала установлен единый спорово-пыльцевой комплекс (СПК), для которого характерным является большое содержание (до 80%) пыльцы голосеменных растений. Их таксономический состав разнообразен: *Pinus silvestriformis* Zakl., *P. sibiriciformis* Zakl., *P. cembraeformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl. Присутствуют зерна *Podocarpus* sp., *Tsuga crispa* Zakl., *Tsuga canadensis* Zakl., *Cedrus* sp., *Picea* sp., *Picea tobolica* Pan. Среди покрытосеменных значительная доля принадлежит семейству Juglandaceae с участием *Juglans polyporata* Vojc., *J. sieboldianiformis* Pan., *Carya* sp. В составе мелкоцветных растений преобладает пыльца Betulaceae – *Betula* spp., *Betula gracilis* Pan., *B. trigonia* Pan. Очень мало спор – *Sphagnum*, Polypodiaceae, Lycopodiaceae. Содержание пыльцы травянисто-кустарничковой растительности также невелико. Присутствует пыльца семейств Onagraceae, Sparganiaceae, Ericaceae. Примечательно то, что от эоценовой растительности сохранилась пыльца субтропических растений – *Liquidambar* sp., *Nyssa* sp. Комплекс с таким составом сопоставим с комплексом региональной палинозоны Западной Сибири *Betula gracilis* – *Juglans sieboldianiformis*, установленной для новомихайловского горизонта [1], возраст – ранний олигоцен. На основе анализа палинологических данных из разреза выпадают отложения нижней части нижнего олигоцена, характеризующиеся двумя палинозонами – Pinaceae – *Quercus graciliformis* и Pinaceae – *Carya spackmania*, с которых обычно начинается разрез континентальных озерных отложений раннего олигоцена. Таким образом, из разреза нижнего олигоцена скв. 8 выпадает большая часть отложений искилькульской свиты, соответствующей по объему атлымскому горизонту, и остается только верхняя ее часть, отвечающая самым низам новомихайловского горизонта.

По палеомагнитным данным в разрезе этого интервала установлена одна ортозона обратной полярности (R_1 is) мощностью 10 м с маломощным горизонтом прямо намагниченных пород.

Нижний олигоцен – новомихайловский горизонт. На размытой поверхности искилькульской свиты в интервале глубин 96,4–68,8 м залегает **новомихайловская свита**, представленная переслаиванием глин, алевритов и песков с прослоями бурых углей. Установлено, что спорово-пыльцевой комплекс новомихайловской свиты несколько отличается от СПК верхней части искилькульской свиты преобладанием пыльцы покрытосеменных растений над голосеменными. Преобладает пыльца семейства Betulaceae с характерными видами *Betula gracilis*, *B. trigonia*, *B. suberecta* Pan. Встречена пыльца *Alnus* sp., *Corylus* sp., *C. simplex* Pan., *Carpinus* sp. В комплексе увеличилась доля пыльцы семейства Juglandaceae (*Juglans sieboldianiformis*, *J. sibirica* Vojc., *J. polyporata*,

Pterocarya sp., единично *Pterocarya stenopteroides* Vojc.). Семейство Fagaceae представлено единичными *Fagus* sp., *F. grandifoliiformis* Pan., *Quercus* sp. Из субтропических присутствуют *Nyssa* sp., *Platycarya* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp. Характерным для комплекса является малая доля участия пыльцы травянисто-кустарничковых растений. Она принадлежит семействам Fabaceae, Ericaceae, Onagraceae, Chenopodiaceae, *Ephedra*. Из водно-болотных растений встречена пыльца *Sparganium*, Liliaceae. В значительно меньшем количестве, чем в искилькульской свите, присутствует пыльца голосеменных растений, среди которой преобладает семейство Pinaceae. Этот СПК весьма близок спорово-пыльцевому комплексу из чиликтинской свиты Тургайского прогиба и из солонатоводных отложений (слои с *Raehakia cimlanica*), обнажающихся по берегам залива Перовского (Северное Приаралье) и на севере Устьюрта [2].

Палеомагнитный разрез новомихайловской свиты сокращен и представлен тремя ортозонами (N_1 nm, R_1 nm, N_2 nm) – вместо пяти, представленных в шкале геомагнитной полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты [3, 4].

Верхний олигоцен – журавский горизонт. В интервале глубин 68,8–56,6 м залегает **журавская свита**, представленная неравномерным переслаиванием алевритов и песков с прослоями глин. Из отложений свиты установлен СПК, для которого характерно присутствие в составе пыльцы покрытосеменных растений значительного количества семейства Fagaceae – *Quercus sibirica* Pan., *Q. mira* Pan., *Q. forestdalensis* Pan., *Fagus grandifoliiformis* Pan. и др., а также *Pterocarya stenopteroides*, *Pterocarya* sp., *Carya glabraeformis* Pan.

Пыльцы голосеменных значительно меньше, чем в новомихайловской свите, она принадлежит семейству Pinaceae, присутствуют также *Picea tobolica*, *Tsuga crispa*, *T. torulosa*. Состав трав представлен небольшим количеством пыльцы Chenopodiaceae, Apiaceae, Rubiaceae, *Potamogeton*. Среди спор преобладает семейства Polypodiaceae, *Sphagnum*, Osmundaceae, *Lygodium*. Комплекс с таким составом пыльцы сопоставляется с комплексом региональной палинозоны *Fagus grandifoliiformis* – *Pterocarya stenopteroides*, выделенной для журавского горизонта Западной Сибири. Возраст осадков – поздний олигоцен (хаттский ярус). Во всех образцах, отобранных из журавской свиты, О.Б. Кузьминой были обнаружены единичные плохой сохранности диноцисты *Pseudokomewuia* aff. *granulata* He, обнаруженные в последние годы также в осадках верхнего олигоцена – нижнего миоцена в Западной Сибири [5]. На глубине 58,6 м обнаружено акме диноцист *Pseudokomewuia* aff. *laevigata* He. Они составляют 20,4% от общего числа миоспор в комплексе.

Палеомагнитный разрез журавской свиты характеризуется одной ортозоной обратной полярности (R_1 zг) мощностью 12,2 м вместо четырех, зафиксированных в шкале магнитной полярности кайнозоя ЗСП [3, 4].

Нижний неоген – нижний миоцен. Абросимовская свита, вскрытая на глубине 56,6–50 м в СКВ. 8, с размывом залегает на журавской свите и представлена аллювиально-озерными и болотными отложениями – неравномерно чередующимися глинами и алевритами с прослоями песков и бурых углей. В разрезе свиты (в интервале 56,6–49 м) установлен СПК, характеризующийся возросшим участием спор *Polypodiaceae* и пыльцы *Alnus*, уменьшением количества и разнообразия пыльцы хвойных. Для покрытосеменных характерно увеличение доли пыльцы субтропических (*Sterculiaceae*, *Ilex* sp., *Aralia* sp., *Nyssa* sp.) и мелколиственных (*Betula*, *Alnus*) растений. Широколиственные менее разнообразны, чем в журавской свите, однако постоянно отмечаются зерна *Quercus gracilis*, *Ulmus crassa* Pan. Эти виды-индексы характерны для одноименной региональной палинозоны *Quercus sibirica* – *Ulmus crassa* Западной Сибири, выделенной на уровне абросимовского горизонта. Для низов абросимовской свиты характерен СПК, сходный с комплексом верхней части журавской свиты, к тому же и в полных разрезах этих свит не наблюдается резкой смены палинокомплексов [5, 6]. В самой нижней части разреза свиты (интервал 56,6–56,1 м) О.Б. Кузьминой обнаружены диноцисты *Pseudokomewuia* aff. *granulata*, *Pseudokomewuia* sp., в целом характерные для верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых отложений центральной и южной частей Западной Сибири. Вопрос об экологии диноцист до настоящего времени остается дискуссионным. Авторы пока склонны считать диноцисты, обнаруженные в отложениях верхнего олигоцена – нижнего миоцена, пресноводными. Возможно, они переносили солоновато-водные условия во время проникновения морских вод через Тургайский прогиб в период повышения уровня Байгубекского моря на севере Казахстана [5]. По данным палеомагнитных исследований, отложения абросимовской свиты характеризуются обратной полярностью и образуют магнитозону R_1ab .

Выше по разрезу на размытой поверхности абросимовской свиты в интервале 50–41,5 м залегает **бещеульская свита**, представленная алевритами с прослоями песков и глин. Из осадков бещеульской свиты выделен представительный спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца покрытосеменных растений, среди которых доминирует травянисто-кустарничковая растительность. Несмотря на то, что в комплексе присутствует значительная доля пыльцы *Alnus* и спор *Polypodiaceae*, однако нужно отметить, что обычно для комплекса бещеульской свиты характерна значительно большая доля таких миоспор. Количество спор *Polypodiaceae* уменьшилось по сравнению с комплексом абросимовской свиты. В незначительных количествах встречена пыльца *Betula* sp. Резко сократились разнообразие и количество пыльцы широколиственных растений (*Quercus sibirica*, *Q. mira*, *Pterocarya stenopteroides*,

Ulmus crassa) и доля пыльцы голосеменных, представленная в основном семейством *Pinaceae*, хотя видовое разнообразие рода *Pinus* невелико. В незначительных количествах встречена пыльца *Glyptostrobus*, единично – *Taxodiaceae*, *Tsuga*. Характерно резкое увеличение пыльцы травянисто-кустарничковых растений, принадлежащих *Poaceae*, *Sparganiaceae*, *Fabaceae*, *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*. Состав пыльцы характерен для региональной палинозоны *Alnus* – *Polypodiaceae*, установленной в Западной Сибири на уровне бещеульского горизонта. На этом основании возраст отложений этого интервала оценивается как нижний – средний миоцен [1].

По данным палеомагнитных исследований бещеульская свита характеризуется обратной полярностью и образует магнитозону R_1bs . В палеомагнитной шкале кайнозоя ЗСП в абросимовской и бещеульской свитах выделено восемь ортозон [3, 4].

Таволжанская свита мощностью 10,3 м (41,5–31,2 м) представлена глинами и глинистыми. В результате палеомагнитного изучения в палеомагнитном разрезе свиты в скв. 8 выделена одна ортозона прямой полярности (N_1tv) мощностью 10,3 м.

Новостаничная свита, имеющая мощность 17,8 м (глубина 31,2–13,4 м), представляет собой глинистую толщу. В отложениях обнаружено большое количество пыльцы *Betula*, *Alnus*, меньше – широколиственных и хвойных растений. Господствует пыльца трав, с большой долей участия *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, разнотравья. Спор мало. Встречены споры *Bryales* и *Sphagnum*. Состав пыльцы указывает на развитие степных пространств в условиях сухого, умеренного климата. Возраст отложений принят как верхний миоцен.

В результате выполненных палеомагнитных исследований в новостаничной свите выделено две ортозоны – R_1nv и N_1nv мощностью 4,3 и 13,5 м соответственно.

Анализируя палеомагнитный разрез и палинологические данные континентального палеогена и неогена скв. 8 и сопоставляя их со шкалой магнитной полярности кайнозоя Западно-Сибирской плиты [3, 4], следует отметить, что исследуемый разрез скважины является редуцированным. Так, в палеомагнитном разрезе кайнозоя ЗСП атлымский горизонт представлен двумя разнополярными ортозонами $R_{8-1}E_{2-3r}$ и N_1E_{3r} , а в скв. 8, где из разреза выпадают отложения, характеризующиеся палинозонами *Pinaceae* – *Quercus graciliformis* и *Pinaceae* – *Carya spackmania*, выпадают и отвечающие им ортозоны. И исилькульская свита, равная по объему атлымскому и самым низам новомихайловского горизонта, представлена здесь только своей верхней частью и характеризуется одной магнитозоной обратной полярности (R_1is), которую можно сопоставить только с ортозоной R_2E_{3r} шкалы магнитной полярности кайнозоя ЗСП [3, 4] и соответственно с хроном $C12g$ шкалы Берггрена [7]. Тогда длительность перерыва в осадконакоплении между верхним эоценом и нижним

олигоценом по комплексным данным можно приблизительно оценить в 1,8 млн лет. Новомихайловская свита в палеомагнитном разрезе кайнозоя ЗСП характеризуется пятью ортозонами, а в одноименной свите скв. 8 – три ортозоны – N_1nm , R_1nm , N_2nm . Сокращенный стратиграфический объем имеет в исследуемой скважине также и журавская свита, она представлена одной обратной ортозоной (R_1zg). В шкале магнитной полярности кайнозоя ЗСП эта свита представлена четырьмя разнополярными ортозонами. По палинологическим данным новомихайловская и журавская свиты также имеют сокращенный объем.

В континентальном неогене в абросимовской и бещеульской свитах скв. 8 выделяется по одной магнитозоне обратной полярности (R_1ab и R_1bs), а в палеомагнитной шкале кайнозоя ЗСП в этих свитах насчитывается восемь ортозон прямой и обратной полярности – три в абросимовской и пять в бещеульской [3]. В таволжанской свите скв. 8 выделена одна ортозона прямой полярности – (N_1tv), а в магнито-стратиграфической шкале кайнозоя ЗСП – пять ортозон прямой и обратной полярности. Новостаничная свита в скв. 8 характеризуется двумя ортозонами – обратной (R_1nv) и прямой (N_1nv) полярности, в палеомагнитной шкале кайнозоя ЗСП эта свита представлена двумя ортозонами – N_8N_1m-z и $R_9N_{1-2}z$. Таким образом, прямая ортозона (N_1nv) скв. 8 может быть сопоставлена только с ортозоной N_8N_1m-z шкалы полярности кайнозоя ЗСП, тогда ортозона обратной полярности (R_1nv) может быть сопоставлена только с ортозоной R_8N_1m , что, скорее всего, характеризует верхи павлодарской свиты. Самая верхняя часть отложений, вскрытых скв. 8, представлена красnodубровской свитой, имеющей прямую полярность. Таким образом, отсутствующие ортозоны и палинозоны в разрезе скв. 8 означают собой размыты и перерывы в осадконакоплении, они установлены на рубежах эоцена и нижнего олигоцена, на границе нижнего и верхнего олигоцена, а также на границе верхнего олигоцена и нижнего неогена.

Таким образом, в результате палинологических и палеомагнитных исследований на территории Ишим-Иртышского междуречья, в бортовой части Омской впадины установлена неполнота геологиче-

ского разреза, расположенного на границе Северо-Казахстанской моноклинали и Западно-Сибирской плиты.

Тургайская флора занимала всю Западную Сибирь и территорию Северного Казахстана. В рассматриваемом разрезе отражена только часть основных рубежей развития бореальной флоры на юге Западной Сибири [8], что также обусловлено неполнотой геологического разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00344, 07-05-00582, 02-05-64787) и программы РАН № 15 «Эволюция биосферы».

Литература

1. Унифицированные региональные схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка, схема. Новосибирск, 2001. 84 с.
2. Бойцова Е.П., Васильев И.В., Овечкин Р.К. О границах и объеме олигоцена в Тургайском прогибе и сопредельных районах // Геология Тургайского прогиба. Отделение научно-технической информации. Л., 1961. Вып. 1. С. 45–52.
3. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: ГЕО, 2006. 163 с.
4. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм позднего кайнозоя Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 4. С. 431–445.
5. Кузьмина О.Б., Волкова В.С. Палиностратиграфия континентальных олигоцен-неогеновых отложений юга Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: ГЕОС, 2008. Т. 16, № 5. С. 117–130.
6. Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 58–95.
7. Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Oklahoma, USA, 1995. Special Publication. P. 129–212.
8. Волкова В.С. Основные рубежи перестройки бореальной флоры Западной Сибири в олигоцене и неогене // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика». 2008. Т. 49, вып. 10–11. С. 325–327.

ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ р. КИИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Л.Б. Головнёва

Ботанический институт РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

В обнажениях по р. Кие наиболее полно представлена последовательность меловых отложений, характерных для Чулымо-Енисейского района Западно-Сибирской низменности (от неокома до сенона). Их можно наблюдать от д. Шестаково до г. Мариинска,

а также в нижнем течении притоков рр. Кия – Серта, Чебула и Юра. В настоящее время меловые отложения подразделяются на илекскую, кийскую, симоновскую и сымскую свиты [1]. Находки ископаемых растений приурочены к кийской, симоновской и сымской сви-

там. В илекской свите обнаружен богатый комплекс раннемеловых позвоночных, включающий динозавров, крокодилов, трилодонтов, ящериц, черепах и млекопитающих [2].

Меловые отложения р. Кии исследовали многие специалисты, однако единого взгляда на их стратиграфию так и не сложилось. Объем и возраст всех меловых стратонтов в бассейне р. Кия остаются дискуссионными. В частности, одни авторы рассматривают кийскую и симоновскую свиты в качестве разновозрастных стратиграфических подразделений, сменяющих друг друга снизу вверх по разрезу [3–5]. Другие исследователи [6, 7] считают кийскую свиту фаціальным аналогом слоев нижней части симоновской свиты. Обе точки зрения основываются преимущественно на палеоботанических данных. Мы полагаем, что основной причиной разногласий является смешение растительных остатков из разновозрастных отложений, а также слабая изученность ископаемой флоры. Это заставило нас предпринять новые палеофлористические и стратиграфические исследования меловых отложений на р. Кие.

В результате остатки ископаемых растений из верхнемеловых отложений р. Кия были подразделены на сертинский, кубаевский, подаикский и арчекаский флористические комплексы.

Сертинский флористический комплекс включает остатки ископаемых растений из кийской свиты. Ранее растительные остатки этой свиты объединялись под названием «кийский флористический комплекс» [5, 8, 9]. Наши исследования на р. Кие показали, что в состав этого комплекса включались разновозрастные растительные остатки из кийской и симоновской свит. Поэтому название «кийский флористический комплекс» предлагается более не употреблять во избежание путаницы. Сертинский комплекс отражает наиболее ранний этап развития меловой флоры Западной Сибири с господством цветковых растений. Среди отпечатков преобладают листья *Platanus kiensis* Golovn. Кроме платанов довольно многочисленны веточки и шишки *Sequoia* sp. и побеги *Elatocladus* sp. Присутствует также довольно большое количество остатков сосновых в виде отдельных шишечных чешуй, хвоинок и семян. Большинство из них определены формально только до рода (*Pityophyllum* sp., *Pityolepis* sp.). Единичными отпечатками представлены *Pseudotorellia* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sapindopsis kryshstofovichii* (I. Lebed.) Golovn., *Liriodendropsis simplex* (Newb.) Newb., *Araliaephyllum kijense* (I. Lebed.) Golovn. Возраст сертинского флористического комплекса определяется нами как позднеальбский. Детальное изучение обнажений по р. Кие показало, что остатки ископаемых растений из местонахождения Кубаево, которые ранее служили главным основанием для датирования кийской свиты и ее флоры сеноманом – туроном, в действительности происходят не из кийской, а из симоновской свиты.

Кубаевский флористический комплекс происходит из базальных слоев симоновской свиты, обнажающихся в нижней части обрывов местонахождения Кубаево, которое находится на левом берегу Кии, примерно в 2 км выше дер. Кубаево. В нем преобладают остатки листьев *Sapindopsis kryshstofovichii* (I. Lebed.) Golovn. и *Platanus simonovskiensis* I. Lebed., а из хвойных – побеги *Sequoia* sp. Папоротники представлены небольшими фрагментами листьев нескольких видов, в основном *Asplenium dicksonianum* Heer. Отпечатки гинкговых не имеют кутикул, по формальной классификации они могут быть определены как *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer. Хвойные отличаются довольно высоким разнообразием и включают представителей семейств Сосновых (*Pinus*, *Picea*, *Cedrus*), Таксодиевых (*Sequoia*), Кипарисовых (*Cupressinocladus*) и виды неопределенного систематического положения (*Elatocladus smittiana* (Heer) Seward). Цветковые доминируют в кубаевской палеофлоре как по количеству отпечатков, так и по числу видов. Кроме *Sapindopsis* и *Platanus simonovskiensis*, платановые представлены эндемичным видом *Araliopsoides kiensis* (Baik.) Golovn., а также *Protophyllum* sp. Кроме того, в кубаевском комплексе присутствуют роды *Trochodendroides*, *Menispermites*, *Liriodendropsis*, *Cissites*, *Araliaephyllum* и *Magnoliaephyllum*. По систематическому составу данный флористический комплекс очень близок к комплексу из стратотипа симоновской свиты на р. Чулым. Возраст кубаевского флористического комплекса принимается нами как сеноманский.

Подаикский флористический комплекс происходит из линз плитчатых серых глин в нижней части симоновской свиты. Как и кубаевский, подаикский флористический комплекс приурочен к базальной части симоновской свиты. Растительные остатки представлены отпечатками листьев *Liriodendropsis simplex* (Newb.) Newb., *Trochodendroides sibirica* (Ananjev) Golovn. и плодов *Kemia rostrata* Ananjev, *Cathiaria tyensis* (Ananjev) Golovn. et Oskolski и *Carpolithes ovatus* Ananjev [10–12]. По своему составу этот небольшой флористический комплекс почти идентичен кемскому [13] из нижней части симоновской свиты на р. Кемь в северной части Чулымо-Енисейского района. Как и подаикский, кемский флористический комплекс приурочен к глинистым линзам, залегающим в песчаных отложениях. Вероятно, тот и другой отражают состав локальной растительности берегов небольших озер или стариц. Сходство кубаевского и подаикского комплексов проявляется в присутствии довольно большого числа листьев *Liriodendropsis simplex*, с которыми ассоциируют плоды *Cathiaria tyensis*. Подаикский комплекс занимает такое же стратиграфическое положение, как кубаевский. Эти тафофлоры мы считаем одновозрастными и датируем их сеноманом.

Арчекаский флористический комплекс происходит из нижней части сымской свиты. Его

изучение еще не закончено. В его состав входят *Trochodendroides sibirica* (Tcherepnin) P. Alekseev, *Nyssidium* sp., *Araliaephyllum jarmoljukii* (E. Lebed.), P. Alekseev *Magnoliaephyllum* sp., *Platanus* sp., *Chachlovia kiyensis* P. Alekseev, *Aristilochites simplex* P. Alekseev. По видовому составу он близок к антибесской флоре и датируется коньяком.

Периодизации развития меловой флоры Западной Сибири много внимания уделяли И.В. Лебедев [9, 14], А.В. Ярмоленко [15], Т.Н. Байковская [16] и Л.Ю. Буданцев [17]. Лебедев установил ряд комплексов, сменяющих друг друга в процессе развития флоры: кийский (апт – альб), чулымский (сеноман – турон), касский (сенон) и антибесско-сымский (поздний сенон – даний). Они отражают основные этапы развития флоры Западной Сибири, каждый из них которых характеризуется определенным набором доминирующих растений.

На основании ревизии систематического состава палеофлоры нами были пересмотрены объем и возраст большинства меловых флористических комплексов Чулымо-Енисейского района. В развитии флоры юго-восточной части Западной Сибири на протяжении альб-маастрихтского времени выделено 5 этапов [13]: сергинский (поздний альб), чулымский (сеноман), касский (турон), антибесский (ранний сенон) и симский (поздний сенон).

Флористические остатки из меловых отложений бассейна р. Кии относятся к сергинскому, чулымскому и антибесскому этапам. Первый характеризуется сергинским флористическим комплексом, происходящим из кийской свиты, второй – кубаевским и подаикским комплексами, происходящими из симоновской свиты, третий – арчекасским флористическим комплексом.

Исследования поддержаны программой Президиума РАН «Биоразнообразие» и РФФИ (грант № 10-04-01174-а).

Литература

1. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 14–18 мая 1990 г.). Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам мезозоя Западно-Сибирской равнины, принятым МРСС-90 14–18 мая 1990 г. и утвержденным МСК СССР 30 января 1991 г. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.
2. Лопатин А.В., Мащенко Е.Н., Аверьянов А.О. и др. Раннемеловые млекопитающие Западной Сибири. 1. *Tinodontidae* // Палеонтологический журнал. 2005. № 5. С. 62–72.
3. Ананьев А.Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна // Ученые записки Томского гос. ун-та. 1947. № 3. С. 3–20.
4. Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.
5. Лебедев И.В., Маркова Л.Г. Очерк развития верхнемеловой флоры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири: Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 22. С. 229–236.
6. Булынная А.А., Тесленко Ю.В., Файнер Ю.Б. О стратиграфическом положении кийской свиты в Чулымо-Енисейском районе // Геология и геофизика. 1968а. № 2. С. 72–77.
7. Булынная А.А., Резанов А.Н., Пучкина В.В., Стороженко Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности приенисейской части Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГиМС. Сер. нефт.-геол. 1968б. Вып. 41. С. 1–215.
8. Ананьев А.Р. Кийский комплекс // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 186–191.
9. Лебедев И.В. Меловая система // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 183–186.
10. Krassilov V.A., Golovneva L.B. Inflorescence with tricolpate pollen grains from the Cenomanian of Tschulymo-Yenisey Basin, West Siberia // Rev. Palaeobot. Palynol. 2001. Vol. 115. P. 99–106.
11. Головнева Л.Б. Листья *Liriodendropsis simplex* (Newb.) Newb. из меловых отложений Сибири // Палеонтологический журнал. 2003. № 5. С. 1–9.
12. Golovneva L.B., Oskolski A.A. Infructescences of *Catharia* gen. nov. from the Late Cretaceous of North Kazakhstan and Siberia (Russia) // Acta Palaeobotanica. 2007. Vol. 47, № 1. P. 57–87.
13. Головнева Л.Б. Фитостратиграфия и эволюция альб-кампанской флоры на территории Сибири // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Ред. В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский. СПб.: СПбГУ, 2005. С. 177–197.
14. Лебедев И.В. Верхнемеловые растения // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири: Тр. СНИИГГиМС. 1962. Вып. 22. С. 237–282.
15. Ярмоленко А.В. Верхнемеловая флора северо-западного Кара-Тая // Труды Среднеазиатского гос. ун-та. Сер. 8. 1935. Вып. 28. С. 16–22.
16. Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии // Труды Ботанического ин-та АН СССР. Сер. 8. 1956. Вып. 2. С. 49–181.
17. Буданцев Л.Ю. Фитостратиграфические комплексы позднего мела Лено-Виллойского и Чулымо-Енисейского бассейнов как основа для межрегионального сопоставления континентальных отложений // Стратиграфия нижнемеловых отложений нефтегазоносных областей СССР. Л.: Недра, 1979. С. 149–162.

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ РЕКИ КЕЛИМЯР (СЕВЕР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

А.А. Горячева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Проведен палинологический анализ 38 образцов из обнажения 16 [1], расположенного на левом берегу р. Келимьяр и представленного кыринской и келимьярской свитами. Район исследования по схеме фациального районирования нижней и средней (без келловей) юры Сибири относится к Лено-Анабарскому району Лено-Енисейской фациальной области морского седиментогенеза [2]. В нижней части разреза был установлен комплекс со спорами и пылью, тогда как выше по разрезу наземные палиноморфы встречались в недостаточном количестве для статистической обработки или имели широкий стратиграфический диапазон распространения. В палинокомплексе пыльца голосемянных (37–59,5%) и споры (40,1–59,4%) содержатся примерно в равных пропорциях, но споры более разнообразны.

Для комплекса характерны споры *Stereisporites compactus* (Bolch.) Iljina, *S. congregatus* (Bolch.) Schulz, *S. psilatus* (Ross) Pflug, *S. bujargiensis* (Bolch.) Schulz, *S. seebergensis* Schulz, *S. ?brandenburgensis* Schulz, *S. infragranulatus* Schulz, *S. spp.*; *Uvaesporites argenteaformis* (Bolch.) Schulz, *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Cyathidites* spp., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. ex Fradk., *H. utriger* Bolch., *Tripartina variabilis* Mal., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Pockock, *Marattisporites scabratus* Coup., *Klukisporites variegatus* Coup., *Duplexisporites anogrammensis* (K.-M.) Schug., *Contignisporites problematicus* (Coup.) Dor., а также пыльца голосемянных *Classopollis* spp., *Ginkgocycadophytus* spp., *Cycadopites dilucidus* (Bolch.) Iljina, *Cycadopites medius* (Bolch.) Iljina, *Chasmatosporites hians* Nilsson, *Podocarpidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Alisporites pergrandis* (Bolch.) Iljina, *Dipterella oblatinoides* Mal. и др. (табл. I, II). Выделенный палинокомплекс имеет черты, характерные для зональных комплексов палино-стратиграфической шкалы Сибири, характеризующих палинозону 4 – *Stereisporites* spp. – *Uvaesporites argenteaformis* – *Cycadopites* spp. и палинозону 5 – *Tripartina variabilis* [2, 3], что дает основание определить возраст вмещающих отложений как позднеплинсбахский.

В исследуемом разрезе практически повсеместно отмечено участие морского микрофитопланктона, что позволило проследить присутствие трех зон и четырех подзон по диноцистам, установленных В.И. Ильиной в нижнеюрских отложениях на севере Восточной Сибири [2, 3].

Зона *Nannoceratopsis deflandrei* (Nd) – поздний плинсбах – ранний тоар.

Подзона *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis* (Nd-a). Характерно присутствие *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei* Evitt, *N. deflandrei* subsp. *senex* (Van Helden) Iljina, *N. deflandrei* subsp. *anabarensis* Iljina.

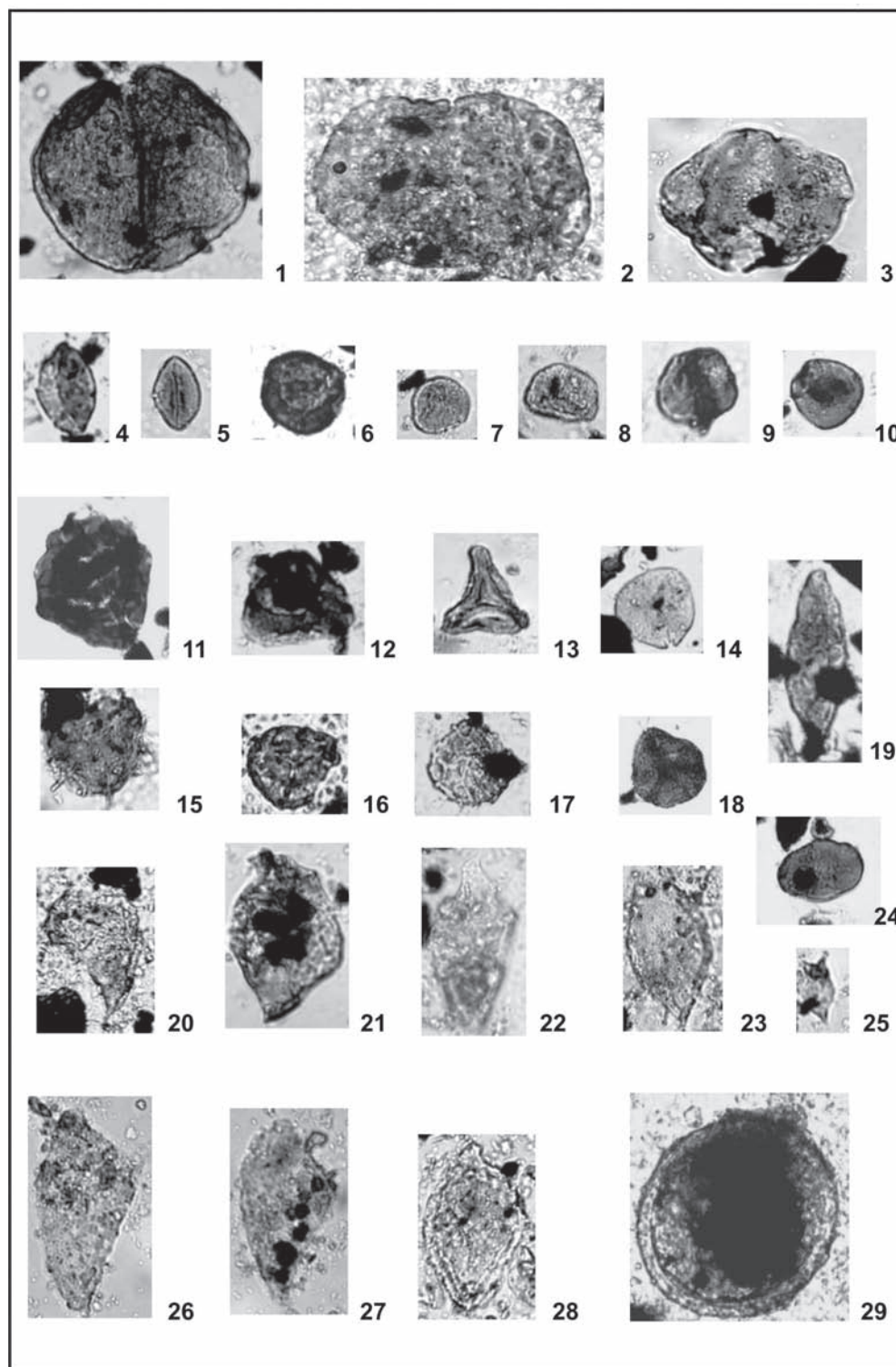
Подзона *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex* (Nd-s). Определены кроме вида-индекса *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei*, *N. deflandrei* subsp. *anabarensis*, *Nannoceratopsis* spp., а также единичные акритархи *Leiofusa jurassica* Cookson and Eisenack, *Polygonium* sp., прازیнофиты *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* spp., *Pterospermella* sp., зеленые водоросли, сближаемые с семейством *Zignemataceae* *Ovoidites* sp., *Schizosporis* sp., *Schizocystia* sp. и формы неясной систематической принадлежности *Aletes striatus* Sach. et Iljina.

Зона *Nannoceratopsis gracilis* (Ng) – ранний тоар. Присутствуют *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, *N. deflandrei* subsp. *deflandrei*, *N. deflandrei* subsp. *senex*, а также единичные *Phallocysta eumekes* Dörrhöfer et Davies, *Valvaeodinium aquilonium* (Dörrhöfer et Davies) Below, *Mancodinium semitabulatum* Morgenroth, *Susadinium* sp., *Fromea* sp. и другие. Кроме того, встречены *Metaleiofusa* sp., *Leiofusa jurassica* (5–20%), *Polygonium* sp., *Tasmanites* sp. (до 5%), *Leiosphaeridia* spp. (>30%). В отличие от зонального комплекса, выделенного В.И. Ильиной, здесь появляются первые редкие экземпляры диноцист *Phallocysta* и *Valvaeodinium*.

Зона *Phallocysta eumekes-Susadinium scrofoides* (Ph/S) – поздний тоар. Подзона *Phallocysta eumekes* (Ph/S-phe). В комплексе преобладает *Phallocysta eumekes*, а также присутствуют *Valvaeodinium aquilonium*, *Phallocysta elongata* (Beju) Riding, *Phallocysta* spp., *Susadinium scrofoides* Dorhofer et Davies, *Fromea ?warlinghamensis* Gitmez et Sarjeant, *Fromea* sp., единичны *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, *N. deflandrei* subsp. *deflandrei*, *N. gracilis*.

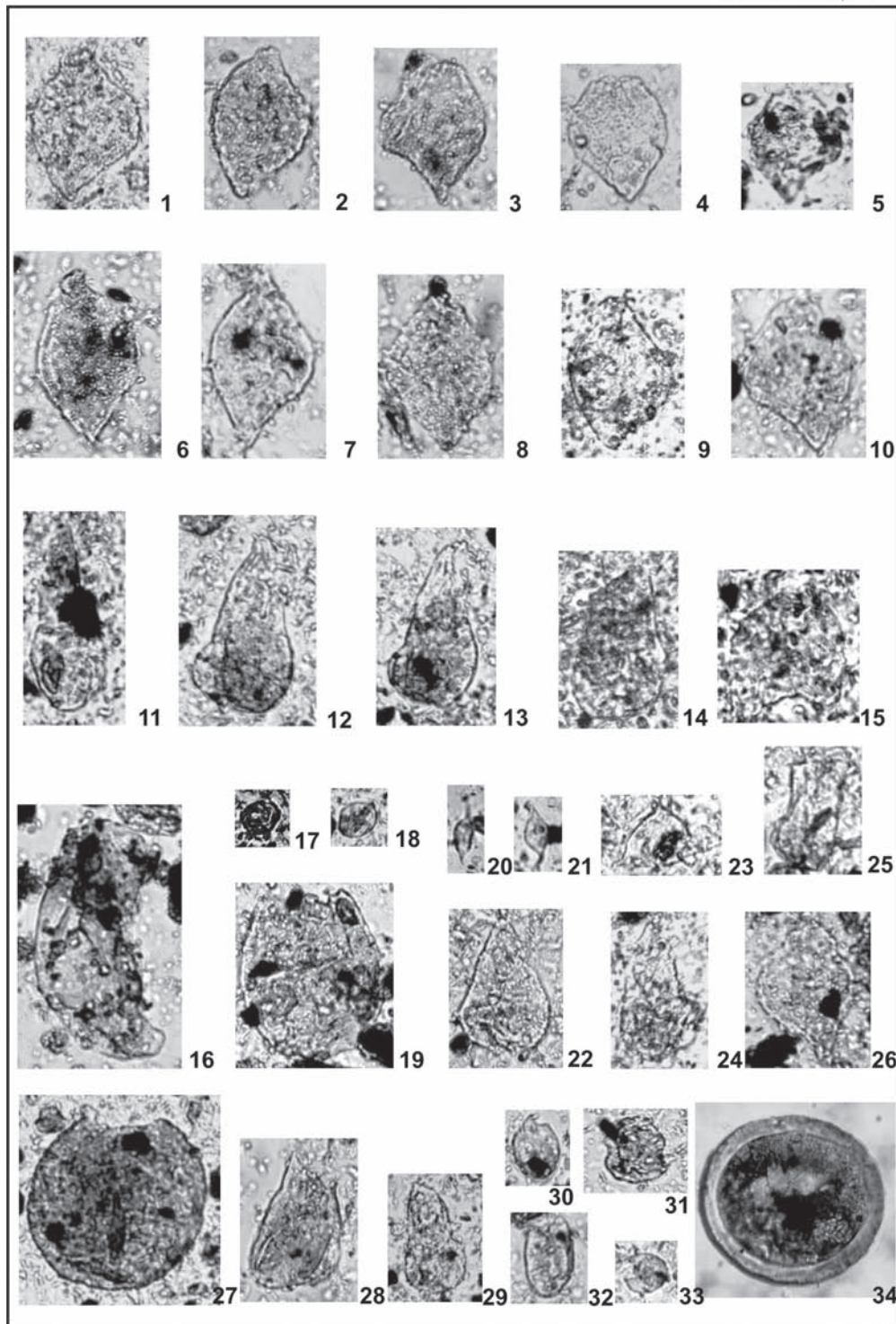
Подзона *Valvaeodinium aquilonium, Nannoceratopsis triangulata* (Ph/S-vn). Доминирует *Valvaeodinium aquilonium*, сопутствуют *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, *N. deflandrei*, *N. spp.*, *Phallocysta eumekes*, *Ph. elongata*, *Susadinium scrofoides*. Кроме того определены *Metaleiofusa* sp., *Leiofusa specata*, *Leiofusa jurassica*, *Polygonium* sp., *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* spp. Отличительной особенностью является отсутствие диноцист *Nannoceratopsis triangulata* Prauss.

Работа подготовлена при поддержке гранта РФФИ 09-05-00210 и Программ РАН № 15 и 17.



Объяснение к таблице I

1. *Dipterella oblatinoides*, обр. 2; 2. *Alisporites pergrandis*, обр. 4; 3. *Piceapollenites* sp., обр. 2; 4. *Ginkgocycadophytus* sp., обр. 2; 5. *Ginkgocycadophytus* sp., обр. 2; 6. *Classopollis* sp., обр. 2; 7. *Marattisporites scabratus*, обр. 2; 8. *Marattisporites scabratus*, обр. 2; 9. *Cyathidites minor*, обр. 2; 10. *Stereisporites compactus*, обр. 2; 11. *Duplexisporites anogrammensis*, обр. 2; 12. *Hymenozonotriletes bicycla*, обр. 2; 13. *Gleicheniidites* sp., обр. 2; 14. *Stereisporites psilatus*, обр. 2; 15. *Neoraistrickia* sp., обр. 2; 16. *Stereisporites bujargiensis*, обр. 1; 17. *Lycopodiumsporites* sp., обр. 1; 18. *Osmundacidites jurassicus*, обр. 1; 19. *Cycadopites dilucidus*, обр. 2; 20. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis*, обр. 1; 21. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 2; 22. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 7; 23. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 15; 24. *Aletes striatus*, обр. 2; 25. *Leiofusa jurassica*, обр. 2; 26. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis*, обр. 17; 27. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *anabarensis*, обр. 17; 28. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 21; 29. *Tasmanites* sp., обр. 15. Увеличение $\times 500$.



Объяснение к таблице II

1. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 25; 2. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 18; 3. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei*, обр. 18; 4. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 25; 5. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei*, обр. 22; 6. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 14; 7. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 23; 8. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 23; 9. *Nannoceratopsis deflandrei*, обр. 26; 10. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *deflandrei*, обр. 14; 11. *Phallocysta eumekes*, обр. 32; 12. *Phallocysta eumekes*, обр. 33; 13. *Phallocysta eumekes*, обр. 33; 14. *Phallocysta eumekes*, обр. 32; 15. *Nannoceratopsis gracilis*, обр. 32; 16. *Walloadinium* sp., обр. 20; 17. *Leiosphaeridia* sp., обр. 30; 18. *Leiosphaeridia* sp., обр. 30; 19. *Fromea* sp., обр. 33; 20. *Leiofusa jurassica*, обр. 28; 21. *Leiofusa jurassica*, обр. 28; 22. *Phallocysta eumekes*, обр. 33; 23. *Veryhachium* sp., обр. 16; 24. *Phallocysta eumekes*, обр. 32; 25. *Phallocysta elongata*, обр. 33; 26. *Nannoceratopsis deflandrei* subsp. *senex*, обр. 27; 27. *Fromea* ?*warlinghamensis*, обр. 38; 28. *Phallocysta eumekes*, обр. 36; 29. *Phallocysta eumekes*, обр. 31; 30. *Valvaeodinium aquilonium*, обр. 36; 31. *Susadinium scrofoides*, обр. 36; 32. *Valvaeodinium aquilonium*, обр. 38; 33. *Leiosphaeridia* sp., обр. 28; 34. *Tasmanites* sp., обр. 29. Увеличение $\times 500$.

Литература

1. Князев В.Г., Девятков В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии / Отв. ред. С.П. Ермакова. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2003. 103 с.
2. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал ГЕО, 2000. 480 с.
3. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск 2003 г.). Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. 114 с.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ – КОЛОНИЗАЦИЯ СУШИ, ПЕРВЫЙ ЭТАП

Я.М. Гутак, В.А. Антонова, З.А. Толоконникова

Кузбасская государственная педагогическая академия, г. Новокузнецк, Россия

Колонизация суши растительностью стала, безусловно, одним из важнейших рубежей в истории Земли. Еще совсем недавно считалось, что эта перестройка произошла в начале девонского периода. Лишь во второй половине XX столетия несомненные остатки высших растений были обнаружены в отложениях верхнего силура. К этому времени континентальные массивы планеты образуют у южного полюса суперматерик Гондвана. В экваториальной полосе располагались сближенные материки Лавренция, Европа, Китай. Несколько севернее располагался материк Казахстана и еще севернее сибирский континент Ангариды (рис. 1). Такая палеогеографическая реконструкция положения континентов в середине палеозойской эры рисуется подавляющим числом исследователей и считается наиболее обоснованной. Значительные части перечисленных выше континентальных массивов находились ниже уровня моря и это создавало идеальные условия для перехода жизни из водной среды на сушу. Естественно, что наиболее пригодными для этого процесса выступали континентальные массы Лавренции и Европы, расположенные вблизи экватора. Именно внутри континента, в пресноводных в отложениях венлока – лудлова, и были обнаружены первые высшие наземные растения (Подолия, Чехия, Англия, Ирландия, штат Нью-Йорк) [2]. Они представлены мелкими экземплярами *Cooksonia* в ассоциации с водорослями и морскими животными.

Сибирский континент Ангариды, располагаясь севернее, находился в худших географических условиях, во всяком случае, находок растительных остатков в силурийских отложениях отсюда неизвестно. Неизвестно их и в лудловских отложениях расположенной поблизости Казахстана. Первые находки высших растений на этом континенте происходят из отложений пржидольского яруса окрестностей оз. Балхаш [4], где они представлены родом *Cooksonia* в ассоциации с водорослями.

В раннедевонское время положение материковых масс планеты практически не изменилось. Лишь Ангариды еще больше сместились к северу, а Лаврен-

ция и Европа образовали единый материк Лавразию (рис. 2). Именно к этому времени приурочены первые сведения о находках растительности в отложениях Алтае-Саянской складчатой области в обрамлении Сибирского материка Ангариды. В частности, в томь-чумышских слоях Салаира С.А. Степановым выявлено уксунайское местонахождение растительных остатков, содержащее *Pachytheca* sp., *Cooksonia petroni* Lang., *Zosterophyllum* sp., *Stolophyton acuclicus* S.Step., *Ucsunaijphyton ananievi* S.Step., *Julyphyton glazkini* S.Step. [3].

Долгое время эта находка оставалась единственной находкой куксоний в девоне региона и лишь в 2007 г. нам удалось обнаружить аналогичный комплекс в нижнедевонских отложениях Горного Алтая [1]. Местонахождение расположено в левобережье р. Камышенка на южных склонах г. Колпак в левом борту безымянного ручья, впадающего в Камышенку у второй каменоломни (рис. 3). Растительные остатки собраны из пунктов с географическими координатами Г-07-1 (51°58'56,7" СШ, 84°21'31,7" ВД); Г-07-2 (51°59'05,2" СШ, 84°21'25,8" ВД); Г-07-3 (51°59'13,3" СШ, 84°21'15,1" ВД) [рис. 4]. Из высших растений в коллекции присутствуют представители *Cooksonia caledonica* Edw. (определение В.А. Антоновой) [рис. 5]. Совместно с растениями обнаружены водоросли и редкие небольшие брахиоподы *Plicochonetes verneuili* (Barr) и *Leptagonia* ex gr. *rhomboidalis* (Wilck.) (определение Я.М. Гутака), широко распространенные в нижнедевонских отложениях многих регионов мира.

Остатки растений встречены в виде массовых захоронений, сохранность материала предполагает захоронение непосредственно на месте обитания. Такой симбиоз растений и морских окаменелостей возможен только в непосредственной близости от береговой линии морского бассейна и отсутствии сильного течения и волнения.

По нашему мнению, появлению растений на суше Ангариды способствовало сближение континента с Казахстанией и последней с Лавразией (родиной первых наземных растений). По всей вероятности, споры

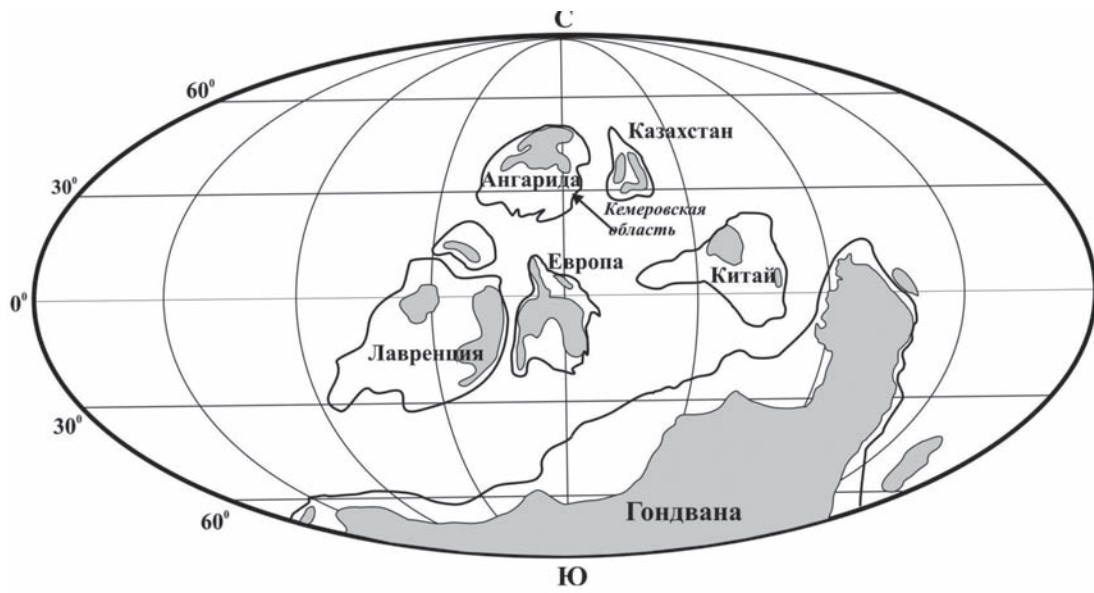


Рис. 1. Палеогеографическая реконструкция континентов Земли в силурийское время (по Monroe, Wicader, 1994; с упрощениями)

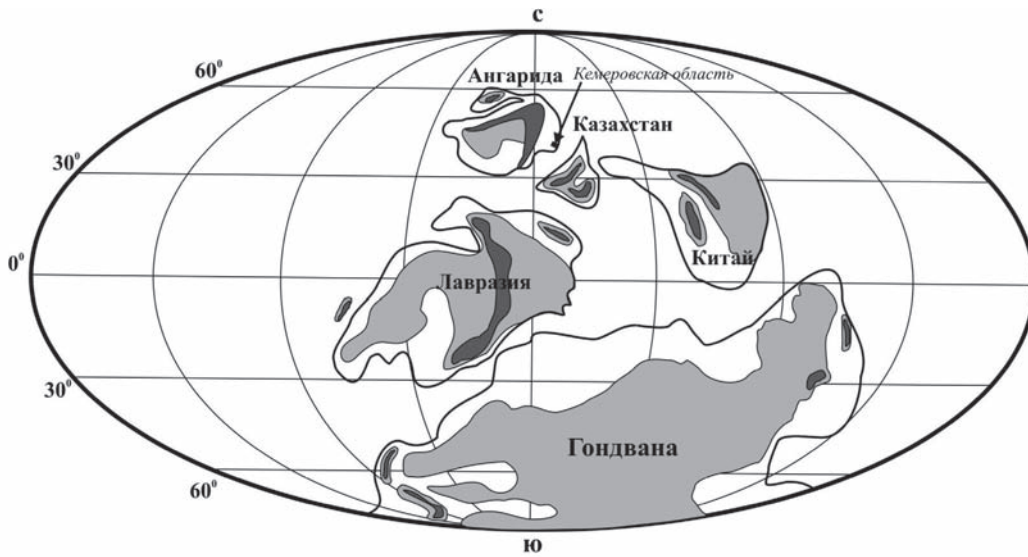


Рис. 2. Палеогеографическая реконструкция материков планеты в раннем девоне (по Monroe, Wicader, 1994; с упрощениями)



Рис. 3. Расположение местонахождений растительных остатков раннего девона

г. Колпак



Рис. 4. Камышенское местонахождение растительных остатков раннего девона. На заднем плане г. Колпак

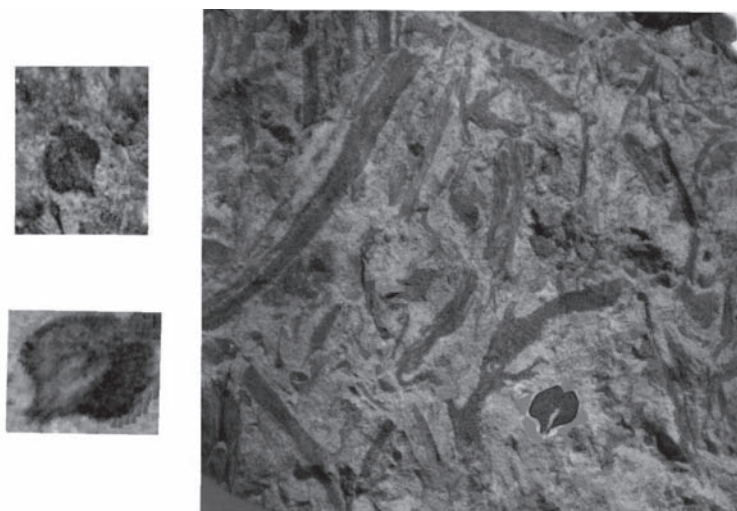


Рис. 5. Спорангии *Cooksonia Caledonia* Edw.

некоторых высших растений уже могли преодолевать сократившиеся водные барьеры благодаря переносу воздушными массами. Именно так в начале раннедевонской эпохи на сибирском континенте появляются первые растения. В начале они занимают наиболее низкие области суши у непосредственной границы с водной средой. В отличие от родины высших растений (Лаврентия и Европа), в окрестностях Ангариды растения вначале осваивают границу морского бассейна и островной суши. Морфология первых растений еще не позволяла им полностью оторваться от водной среды. Вероятнее всего, большая часть растения (вся его высота несколько сантиметров) находилась под водой на мягком супесчаном грунте. Лишь его спорангии понимались над водой, обеспечивая растению возможность репродукции.

Дальнейшее развитие растительных ассоциаций девона Ангариды достаточно полно освещено в многочисленных публикациях.

Мы же осветили только первый начальный шаг освоения высшими организмами Сибирского континента.

Литература

1. Антонова В.А., Гутак Я.М., Толоконникова З.А. Условия формирования камышенской свиты (нижний девон) Горного Алтая // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картирования: Материалы LV сессии Палеонтологического общества (6–10 апреля 2009 г.). СПб., 2009. С. 11–12.
2. Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 403 с.
3. Степанов С.А. Фитостратиграфия опорных разрезов девона окраин Кузбасса. Новосибирск, 1975. 150 с.
4. Токрауский горизонт верхнего силура. Серия Балхашский сегмент / Ред. И.Ф. Никитин, С.М. Багдалепов. Алма-Ата: Наука, 1984. 234 с.
5. Monroe J.S., Wicander R. The Changing Earth Exploring. Geology and Evolution. West Publ. Co., 1994. 731 p.

ALBIAN-CENOMANIAN PALYNOMORFS OF THE WESTERN SERBIA AND PALEOFLORESTIC AND PALEOCLIMATIC CHANGES IN THE CENTRAL TETHYS

Ivan A Dulić

NIS-Naftagas, Narodnog fronta 12, 21000 Novi Sad, Serbia

Introduction

Palynological studies of Albian–Cenomanian deposits of Western Serbia revealed a very rich association of palynomorphs of land (spores and pollen grains of land vegetation) and marine origin (phytoplankton, palinoforaminifers etc.), where in particular stand out very rich and unique associations of pteridophytes spores and pollen grains of angiosperms.

Among the spores of bryophytes, most common genera are *Stereisporites*, *Phaecerosporites*, *Couperisporites* and *Cingutritetes*.

Lycopsideae are represented with great number of genera and species, especially families **Lycopodiaceae** and **Selaginellaceae**. Most common are genera *Vadaszispurites*, *Camarozonosporites*, *Densoisporites*, *Heliosporites*, and rarely are present genera *Retitritetes*, *Foveosporites*, *Echinatisporites*, *Sestrosporites* etc.

Among the very numerous ferns, with great number of genera and species, dominate families **Lygodiaceae** (*Concavissimisporites*, *Impardecispora*, *Trilites*, *Bikolisporites*, *Acritosporites* etc.); **Mohriaceae** (*Cicatricosisporites venustus*, *C. baconicus*, *C. minutaestriatus*, *C. furcatus*, *Nodosisporites verrucosus*, *N. costatus* etc.); **Anemiaceae** (*Plicatella trichacantha*, *Appendicisporites bifurcatus*, *App. potomacensis*, *App. parviangulatus*, *App. stylosus*, *App. tricornitatus*, *App. tricuspis*, *Costatoperforosporis fistulosus*, *C. triangulatus*, *C. foveolatus* etc.); **Schizaeaceae** (*Corniculatisporites virgatus*, *C. alexhini*, *C. auritus*, *C. bolchovitinae*, *Microfovelatisporis baconicus*, *M. surensis*, *M. gallicus* etc.) **Gleicheniaceae** (*Gleicheniidites senonicus*, *G. umbonatus*, *G. rasilis*, *G. laetus*, *G. carinatus*, *Clavifera triplex*, *C. nigra*, *Plicifera delicata*, *Ornamentifera tuberculata*, *O. granulata* etc.) and **Matoniaceae** (*Matonisporites*, *Trilobosporites* etc.).

Very often are represented members of the families **Cyatheaceae** – **Dicksoniaceae** – **Hymenophyllaceae**, especially genera *Cyathidites* and *Dictyophyllidites*, as well as spores with unknown botanical affiliation. In particular here should be noted very common representations of species *Duplexisporites generalis* and species of genera *Deltoidospora*, *Leiotritetes*, *Laevigatosporites*, *Leptolepidites*, *Varirugosisporites*, *Crybelosporites*, *Undulatisporites* etc. Spores of families **Osmundaceae** and **Klukiaceae** are very rare.

In association of coniferous pollen grains dominate representatives of xerophilous vegetation. Genus *Clasopollis*, with several species, is most frequent, and numerous presences of genera *Caliallasporites*, *Inaper-*

turopollenites and *Araucariacites* is observed. Genera *Ephedripites*, *Cycadopites*, *Steevesiapollenites*, *Cedripites*, *Porvisacites* are rarely represented. More common, especially in the lower part of geological column, are bisaccate coniferous grains (*Pityosporites*, *Podocarpidites*, *Abietinaepollenites* etc.), seed ferns (*Alisporites*) and caytoniales (*Vitreisporites*), as well as monosaccate coniferous grains (*Tsugaepollenites suavis*).

Beside the gymnosperms of dry and extremely dry habitats, are very common inaperture grains which have been linked with conifers from families **Taxodiaceae** (*Inaperturopollenites dubius*, *I. hiatus* etc.).

Rich association of angiosperms pollen grains and their great number are the most important characteristics of Albian–Cenomanian palynological assemblage of Western Serbia. In association are present numerous monocolpate, tricolpate, tricolporate, periporous as well as triporate grains of group *Normapolles*. Most common are monocolpate reticulate grains of monocotyledonous angiosperms. During previous investigations few species of the genus *Clavatipollenites* and representatives of group *Retimonocolpites reticulatus* – *peroreticulatus* are determined.

Beside reticulate, semitectate-acolumellate monosulcate grains, monosulcate grains with extremely thick, tectate-perforate exine are often present. Most common is genus *Transitoripollis*, less frequently genus *Crassipollis*, and rarely genus *Similipollis*.

Dicotyledonous angiosperms are represented with great number of species but they are not so common in the samples. Most frequent are genera *Tricolpites*, *Retitricolpites* *Tricolpopollenites*, *Psilatricolpites*, *Striatopollis* and tiny periporous grains (*Periporopollenites* sp.).

In abundance of angiosperms pollen grains, representatives of group *Normapolles* are most important. Their presence in investigated sediments is not uniform. In the lowest parts of the series only tiny grains of genus *Complexiopollis* are sporadically occurred, while in the upper segments is recorded explosive development of triporate grains of group *Normapolles*. In association are dominated species of genus *Complexiopollis*, and more frequent appearance also had genera *Atlantopollis*, *Vacuopollis* and *Conclavipollis*.

Particular development of angiosperms (*Transitoripollis*, *Crassipollis*, *Similipollis*, *Oroszlanypollis*, very heterogeneous association of monosulcate grains of group *Retimonocolpites reticulatus* – *peroreticulatus*, abundance of dicotyledonous angiosperm species etc.), specific and extremely versatile association of *pterido-*

phytes spores etc., indicate that land palynomorphs from Albian-Cenomanian sediments of Western Serbia (Inner Dinarides), belongs to isolated tropical-subtropical land vegetation, which was developed on newly formed island chains of Central Tethys [3, 4].

Paleoclimatic changes in the Central Tethys

Numerous studies of vegetation development in the Middle Cretaceous are indicated that subtropical and subtropical-temperate climate zone is characterized by vegetation in which conifers (families **Pinaceae**, **Podocarpaceae** i **Taxodiaceae**) and pteridophytes spores are dominant. There are particularly emphasized ferns from family **Gleicheniaceae**, and also are common families **Anemiaceae**, **Mohriaceae**, **Schizaeaceae**, whose representatives are basic components of palynological associations. Spores from family **Schizaeaceae** today are developed in warm subtropical and tropical areas. **Gleicheniaceae** have wider ecological valence, but it is important to point out that in the Middle Cretaceous, in association with families **Podocarpaceae** i **Taxodiaceae**, they indicate an exceptionally wet climate, with frequent and heavy precipitation. Voronova (1990, 1993), on the basis of quantitative distribution of genera and species of families **Schizaeaceae** i **Gleicheniaceae**, was defined two regions in the south zone of European paleophytogeographic province – western with domination of **Schizaeaceae** (subtropical climate) and eastern, with domination of **Gleicheniaceae** (temperate climate). Good paleoclimatic indicators among other ferns are members of family **Matoniaceae**, whose relics (two genera and three species) today settled solely wet, tropical forests of Indo-Malayan archipelago (Borneo – Sumatra).

Opinions are divided about paleoecological and paleoclimatological characteristics of species of genus *Classopollis*. It is thought that this genus is especially often represented in transgressive marine deposits and that he should be connected with dryer habitats, which were distributed in coastal areas, but there also opinions that genus *Classopollis* was belonged to vegetation of hill slopes. Some authors, relying only on the fact that macroremains of Jurassic genera *Paqiophyllum*, *Brachyphyllum* etc. are also founded in the freshwater deposits, connected genus *Classopollis* solely with swamp areas, and there are also thoughts that this is a halophyte vegetation [15]. However, prevailing attitude is that genus *Classopollis* is (as a member of family **Cheirolepidiaceae**) pretty sure indicator of very warm and semiarid to arid climate [5, 11, 12, 16]. Here is very useful correlation of distribution of sedimentological formations with an extremely high content of genus *Classopollis*, with distribution of Jurassic evaporite deposits, because it established a very good analogy [17].

In the Early and Middle Cretaceous, genus *Classopollis* is also connected with genera *Pseudofrenelopsis*, *Frenelopsis* etc. [7], whose fossil macroremains imply expressed xenomorphic characteristics (reduced leaves,

very thick cuticules, concave stomes etc.). However, since the macroremains of this genera are founded in sediments of different origin (marine coastal sediments, lagoons, swamps, fluvial etc.), there are different, very opposite, interpretations of paleoecological significance of genus *Classopollis* from Cretaceous period also. Thus, Alvin [1], after considerations of paleoecological characteristics of Jurassic and Cretaceous **Cheirolepidiaceae**, in conclusion say: «Some species, both in the Jurassic and the Cretaceous, undoubtedly became adapted to maritime condition and may have formed extensive coastal forests fringing tropical and subtropical seas. Other was probably associated with freshwaters, both lakes and rivers. Still others may have been characteristic of higher, better drained soils. Some species seem likely to have tolerated poor sandy soils where they may have dominated species – poor communities». In the same paper is shown distribution of localities with macroremains of Cretaceous *Frenelopsis*, which indicate that greater number of localities are situated in northern and southern border areas of tropical, arid to semiarid climate, while smaller number of localities are located in the zone of arid climate. If we compare distribution of evaporite deposits in the Middle Cretaceous [2] and distribution of Middle Cretaceous sediment formations with very rich content of genus *Classopollis* [6, 8, 9], it also can be concluded about accordance, which indicates that this type of vegetation more successfully developed in the conditions of very warm and arid to semiarid climate. Here it is worth to emphasize that in associations with great abundance of genus *Classopollis*, is regularly present high number of species of genera *Inaperturopollenites* (*Araucariacites* type), *Ephedripites*, *Callialasporites* etc. which are, also, certain indicators of very warm and arid to semiarid climate.

Herewith considerations can contribute significantly palynological investigations of Albian-Cenomanian deposits of Western Serbia.

Chart with recorded relative relations of distribution of pteridophytes spores and coniferous and angiosperm pollen grains (fig.), points out that in the lower part of Albian-Cenomanian series dominate pteridophytes spores (60–90%), while gymnosperms and angiosperms are of subordinate importance. Significant are analysis in points 8–12, in which are drastically reduced frequency of spores (20–30%), and increased presence of conifers and also angiosperms. In the following analysis there is a trend of domination of conifers (40–70%) and reduced participation of pteridophytes spores (10–40%), while the abundance of angiosperms, except in a few samples, is relatively constant.

On the chart of quantitative relationships of certain groups of pteridophytes spores in the lower part of Albian-Cenomanian series **Gleicheniaceae** spores are dominated.

All other types of spores are represented in smaller percentage. As in previous chart, samples in points 8–12 are characterized with completely different relationships – declining participation of **Gleicheniaceae** spores,

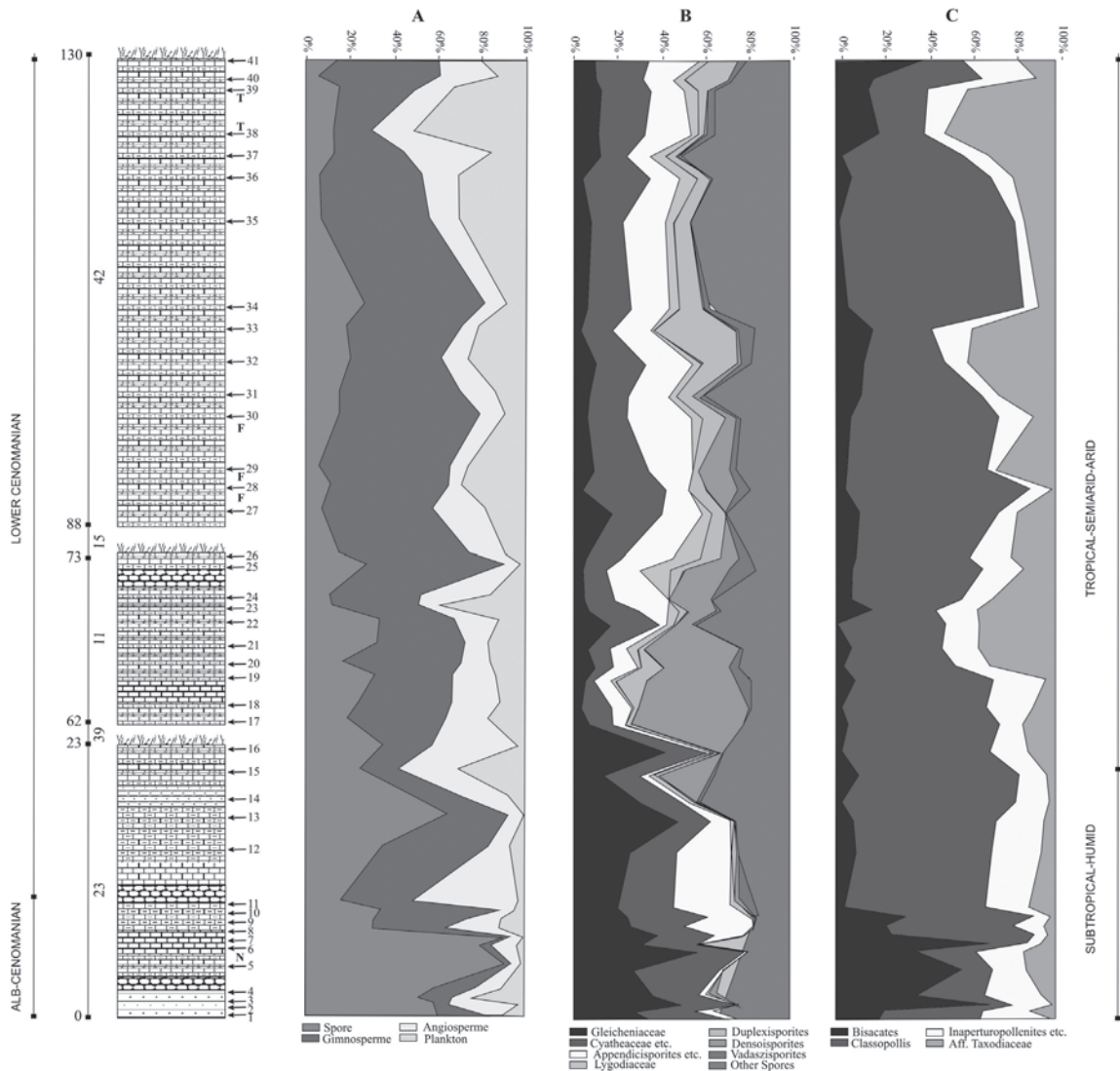


Fig. 1. Palynodiagram and Ekostatigraphy of Alb-Cenomanian of Inner Dinarides (Central Tethys)

while the representation of genera *Appendicisporites*, *Cicatricosisporites* etc., *Bikolisporites*, *Densoisporites*, *Vadaszsporites*, as well as species *Duplexisporites generalis*, is in a great rise.

On the chart of quantitative relationships of coniferous pollen grains, bisaccate and monosaccate coniferous grains are dominated in lower part of Albian-Cenomanian series. Interval from which are originated samples in points 8, 9 and 10, is characterized by sudden drop in abundance of bisaccate conifers and in common representation of genus *Classopollis*. His domination is especially pronounced in samples in which are reduced participation of bisaccate conifers.

Group «*Inaperturopollenites* etc.» have relatively uniform representation in all samples. It is important to emphasize that in the lower part of series is more frequently represented genus *Callialasporites*, while in the upper levels large inaperture grains are more frequent (*Inaperturopollenites limbatus*, *Cingulatipollenites aegyptica*, *Araucariacites* etc.), and genus *Ephedripites* is more common.

Conclusion

In the Upper Albian and lowest Cenomanian abundance of genus *Classopollis* is not common – among gymnosperms most frequent are bisaccate grains of family *Pinaceae*, and is often represented genus *Tsugapollenites* (*T. suavis*). This part of series is characterized by the dominance of fern spores, especially *Gleicheniaceae*, and trilete smooth spores (*Deltoidospora*, *Dictyophyllidites* etc.). Other types of spores, among which is important to note genera *Appendicisporites*, *Cicatricosisporites* etc., are very rare. All this leads to conclusion that these segments of investigated series were deposited in subtropical and very wet climate conditions.

Layers above that series (Lower and Middle Cenomanian) were deposited in warmer, most probably tropical and dryer conditions. The period of gradual warming and aridization is well documented by the palynological associations in samples from points 8–11, in which is observed decreased frequency of bisaccate conifers and pteridophytes spores. On the other hand, growing fre-

quency of genus *Classopollis*, and many pteridophytes, despite their reduced quantitative participation, is entered into a period of explosive development (**Mohriaceae**, **Anemiaceae**, **Schizaeaceae**, **Lygodiaceae**, **Lycopodiaceae**, **Sellaginellaceae** etc.). Here are distinguished only **Gleicheniaceae**, because they reduces the number of species, and their less common representation in upper parts of series is very indicative.

Palynological investigations of Albian and Cenomanian deposits of Western Serbia revealed that warming and aridization trend was continued during the Upper Cenomanian.

This kind of development of paleoclimate on islands and archipelagos of Central Tethys, have a good fit into existing interpretations of the development of paleoclimate in the Middle Cretaceous. Numerous authors presented evidences about global Albian, as well as, Albian-Cenomanian cooling [10, 13, 14, 17].

Based on the correlation curve of paleotemperature of Central Asian marine basins (Beriasian–Turonian) with curves of average abundance of genus *Classopollis*, Vakhrameev [16] concluded that strongest cooling periods took place during Albian (Middle to Upper Albian). Similar conclusions were given by Krassilov [10] on the basis of investigations remains of macroflora in Eastern Asia. The results of palynological investigations of Lower Cretaceous sediments in Ukraine [20] also indicate that during the late Early Cretaceous cooling of paleoclimate took place, which culminated in Albian and Albian-Cenomanian.

References

1. Alvin K.L., 1982: Cheirolepidiaceae: Biology, structure and paleoecology. – Review of Paleobotany and Palynology, 37, 71–98, Amsterdam.
2. Čumakov N.M., Žarkov M.A., German A.B., Doludenko M.P., Kalandadze N.N., Lebedev E.L., Ponomarenko A.G., Rautian A.S., 1995: Климатические пояса в середине мелового периода. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 3, 3, 42–63, Moskva.
3. Dulić I. 1999: Middle Cretaceous palynomorphs of Serbia and paleophytogeography of Central Tethys. – Bulletin T. CXIX de l'Académie serbe des sciences et des arts, Classe des sciences mathématiques et naturelles, Sciences naturelles 39, 151–161, Beograd.
4. Dulić I., 2000: Middle Cretaceous palaeophytogeography of the Central Tethys and geodynamic implications. – 6th International Cretaceous Symposium, August, 2000, Abstracts, 26, Vienna.
5. Filatoff J., 1975: Jurassic palynology of the Perth Basin, Western Australia. – Palaeontographica (B), 154/1–4, 1–113, Stuttgart.
6. Herngreen G.F.W., 1975: Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil. – Meded. R. G. D., N. S., V, 26/3, 39–91.
7. Hlůvčík A., Konzalova M., 1976: Polliniferous cones of *Frenelopsis alata* (K. Feistm.). Knobloch from the Cenomanian of Czechoslovakia. – Vest. Ustr. ust. geol., 51, 37–45, Praha.
8. Hochuli P., Kelts K., 1980: Palynology of Middle Cretaceous black clay facies from Deep Sea Drilling Project sites 417 and 418 of the Western North Atlantic. – In: Donnely T. et al., Int. pep. Deep Sea Proj., 51, 52, 53, U. S. Govt. Printing Office, 897–935, Washington.
9. Jardiné S., Maglorie L., 1965: Palynologie et stratigraphie du Cretace des bassins du Senegal et de Cote-d'Ivoire. – Mem. Bur. Rech. geol. min., 32, 187–245.
10. Krassilov V.A., 1973: Climatic changes in Eastern Asia as indicated by fossil floras. I. Early Cretaceous. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 13, 261–273, Amsterdam.
11. Pantić N., 1981: Macroflora and palynomorphs from Lower Jurassic of Budos mountain, Montenegro. – Geol. an. Balk. poluos., 15, 157–171, Beograd.
12. Pantić N., Dulić I., 1990: Palaeophytogeography of Jurassic land floras in Tethyan regions and its margins. – Geol. an. Balk. poluos., 53/1, 237–247, Beograd.
13. Pantić N., Sladić-Trifunović M., Dulić I., 1993: Development of Natural systems on the Earth and Mid-Cretaceous impacts. – Geol. an. Balk. poluos., 57, 2, 1–23, Beograd.
14. Savin S.M., 1977: The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 5, 319–355.
15. Svobodová M., 1988: New information on the Cenomanian palynomorphs from the NW Bohemia. – Časopis pro mineralogii a geologii, 33, č. 4, 371–380, Praha.
16. Vakhrameev V.A., Dobruskina I.A., Meyen S.V., Zaklinskaya E.D., 1978a: Palaeozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit, G. Fischer, 1–300, Jena.
17. Vakhrameev V.A., 1978b: Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники. – Палеонтологический журнал, 2, 3–17, Moskva.
18. Voronova M.A., 1990: Floristic and paleoclimatic changes in the southern part of the East European platform in Early Cretaceous times. – Proceedings of the Symposium «Paleofloristic and paleoclimatic changes in the Cretaceous and Tertiary», 1989, 39–45, Prague.
19. Voronova M.A., 1993: Evolution of some Cretaceous ferns in European paleofloristic province. – Geologický ústav Dionýza Štúra, Proceedings of the international Symposium «Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary», September 14–20, 1992, 11–16, Bratislava.
20. Voronova M.A., Voronova N.N., 1997: The Middle Cretaceous Flora of the European Palaeofloristic Province. – Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, Proceedings 4th EPPC, 58, 157–161.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЮРСКИХ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ В ПРИУРАЛЬСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.Н. Злобина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Многолетние комплексные исследования юрских отложений Приуральской части Западной Сибири позволили автору реконструировать древние ландшафты и сделать важные выводы, касающиеся обстановок осадконакопления. Различные аспекты данной работы освещаются в ряде публикаций. Самые древние осадки юры – отложения зимнего горизонта, выделенные в яны-маньинскую свиту, были изучены в скважинах Северо-Сосьвинского района. Яны-маньинская свита в этих разрезах подстилается ятринской (осадочно-терригенной) свитой верхнего триаса, которая налегает на вулканогенные комплексы пермо-триасового возраста.

В целом, в данном районе осадочные триасовые и ниже-среднеюрские толщи формировались в пределах Северо-Сосьвинского грабена. Его асимметричное строение явилось основным фактором, определившим древний рельеф. В поперечном профиле наибольшие мощности наблюдаются у западного крутопадающего борта грабена. В восточном направлении ятринская, яны-маньинская и залегающая выше тольинская свиты последовательно выклиниваются, формируя модель элизионного бассейна. Так, в Южно-Сарманской скв. № 11204 ятринская свита составляет 445 м, в Нерохской скв. № 11201 – 72 м, а в Мапасийской скв. № 11203 отсутствует. Поэтому предполагается, что крутизна восточного склона не превышала 5–7°. По комплексу признаков в ятринской свите выделяются отложения аллювиального и аллювиально-пролювиального генезиса. В кровле свиты толщины алеврито-песчаных пластов аллювиальных ритмов постепенно сокращаются до 2,5–1 м. В разрезе преобладают углисто-глинистые породы. Отмечаются включения крупных углефицированных фрагментов наземной растительности, конкреций сидерита, интракластического материала.

Изучение керн на участке, где по палеонтологическим данным была проведена граница между триасом и юрой, показало, что обстановки менялись постепенно. Прежде всего, это проявилось в характере текстурного рисунка. Если в русловых песчаниках типичных аллювиальных ритмов наблюдались косослойчатые, массивные текстуры, а в перекрывающих их алевролитах береговых валов горизонтально-слоистые, то в кровле ятринской свиты в переслаивании разных типов пород появляется волнистая слоистость, часто неправильная, «спутанная», нарушенная небольшими размывами.

В нижнеяны-маньинской подсвите (зимний горизонт) выделяется два типа разреза [1]. В первом преобладают песчаники и алевролиты (мощностью

до 70 м), залегающие в нижней и средней частях подсвиты и перекрывающиеся углисто-глинистой пачкой (мощностью до 21 м). Отмечаются включения углефицированного растительного детрита (УРД), стяжений сидерита, интракластического материала. Этот тип разреза, как правило, прослеживается на участках с наибольшими толщинами подстилающей ятринской свиты.

Во втором типе преобладают алеврито-глинистые породы (мощностью до 93 м) с пластом песчаников (толщиной до 2 м) в основании. В хорошо отмученных аргиллитах появляются включения пирита. При этом в разрезе отсутствуют частые и мощные углистые прослои. Смена обстановок седиментации фиксируется также по минеральному составу глинистого вещества [2].

Так, для первого типа разреза характерен 4-компонентный комплекс, включающий: каолинит (преобладает), монтмориллонит, хлорит и гидрослюда вместе со смешанослойными минералами. В разрезе второго типа наблюдается чередование пачек с двух- (каолинит, монтмориллонит) и четырехкомпонентным (аналогичным вышеописанному) составом глинистого вещества, с преобладанием по всему разрезу каолинита. Таким образом, можно предполагать, что речная система, аккумулирующая осадки на территории Северо-Сосьвинского района в верхнем триасе, продолжала существовать и в нижней юре. При этом северо-восточная часть грабена подверглась постепенному затоплению, связанному с повышением общего уровня моря и его ингрессией, и/или за счёт сужения на определённых участках речной долины и её запруживания. Вероятно, седиментация происходила преимущественно в озёрных условиях. Разрез первого типа вскрыл мелкомасштабный дельтовый комплекс, второго – центральную часть водоёма со спокойной гидродинамикой. Предполагается, что четырёхкомпонентный комплекс глинистых минералов характеризует дельтовые фации, которые периодически продвигались и вклинивались в отложения центральных частей с двухкомпонентным составом глинистого вещества. Спокойная гидродинамика способствовала хорошей сохранности флористических остатков, использованных Н.К. Могучевой при определении возраста отложений. Возможно, листья наземной растительности сохранились в виде отпечатков благодаря отсутствию организмов, разлагающихся и питающихся растительным детритом.

В осадках не зафиксированы находки макро-, микрофауны и следы биотурбации.

А.Ф. Фрадкиной изучен спорово-пыльцевой комплекс (синемюр – нижний плинсбах), в котором наблюдается резкое количественное преобладание пыльцы голосемянных растений (88–92%). Споровая группа составляет не более 8–12%. В значительном количестве наряду со спорами и пыльцой присутствуют микрофитофоссилии *Inaperturopollenites*. Петрохимические данные свидетельствуют о широком развитии глинистых гидролизатных отложений, индекс химического выветривания варьирует от 83,3 до 88,7. Это позволяет предполагать существование в зимнее время на территории Северо-Сосьвинского района умеренно теплого, влажного, а на границе между триасом и юрой, близкого к гумидному (самые высокие показатели) климата. По значению отношения железа пиритного к органическому углероду ($Fe_{\text{пир.}}/C_{\text{орг.}}$) осадконакопление происходило в пресноводных условиях, соответствующих в балансе аутигенно-минералогических форм железа существенно сидеритовой геохимической фации.

В левинское время обстановки меняются: снижается уровень акватории, уменьшается объём речного стока и/или меняется тип речной долины. Отложения представлены разнопорядковым переслаиванием аргиллитов, алевролитов, углей и песчаников с преобладанием первых двух типов. Углистые прослои более частые и мощные, чем в подстилающих породах. Отмечается обильный УРД, в том числе остатки корневой системы растений. Разнообразный текстурный рисунок не позволяет отнести отложения только к фациям зарастающих озёр и болот. Предполагается, что в левинское время на территории Северо-Сосьвинского района продолжали существовать обстановки мелко-масштабного дельтового комплекса с широким развитием внутридельтовых областей.

В шараповское время в Северо-Сосьвинском районе в сероцветных осадках типичного континентального облика появляются маломощные прослои (толщиной 0,08–0,15 м) зеленовато-серых песчаников, алевролитов с примесью гальки и гравия, с комковатыми, нечёткослойными текстурами. Характерны пластовые конкреции (толщиной 0,03–0,35 м), сложенные карбонатно-глинистым веществом. Отмечаются отпечатки листьев хорошей сохранности и крупные углефицированные фрагменты корневой системы растений. Пологокосая, линзовидная слойчатость на некоторых уровнях деформирована оползанием осадка. Перечисленные признаки дают основание предполагать внедрение во внутри дельтовые области фаций аллювиально-пролювиального генезиса. На границе шараповского и китербютского времени в отложениях появляются редкие зёрна глауконита, что может свидетельствовать о близости моря. Этот уровень (нижний тоар) характеризуется преобладанием спор (69–87%), пыльцевая группа составляет, как правило, не более 30%. Отмечается повышенное содержание спор теплолюбивых растений – 18–39%, при максимуме 64%. Индекс хи-

мического выветривания варьирует от 80,7 до 90,1. Отношение $Fe_{\text{пир.}}/C_{\text{орг.}}$ возрастает до 0,06, а затем до 0,125, что свидетельствует о постепенном переходе от пресноводных условий осадконакопления к морским. Существенно сидеритовая геохимическая фация сменяется сидерито-окисной. В составе глинистого вещества преобладает каолинит. Полученные данные указывают на гумидизацию климата, которая способствовала повышению уровня моря.

В шараповское время осадочные терригенные породы (пласт ЮК₁₁) начинают накапливаться и в Красноленинском районе в пределах Даниловского грабена. Вероятно, Северо-Сосьвинский грабен к началу юрского периода оставался глубже Даниловского как минимум на 160 м, хотя уже был заполнен терригенными осадками триаса. Эта величина соответствует толще, сформировавшейся в Северо-Сосьвинском грабене в течение зимнего и левинского времени. Предъюрский рельеф в Даниловском грабене сформирован процессами пермо-триасового рифтогенеза. Согласно проведённым исследованиям конусообразные структуры доюрского основания могут быть проинтерпретированы как вулканические постройки центрального типа, между которыми распространены покровы, образованные лавовыми потоками [3, 4]. По всей территории наиболее глубокие депрессии наблюдаются в зоне контакта вулканитов с терригенно-сланцевой формацией верхнего палеозоя, причем их морфология в нижней части соответствует котловинам, а в верхней – долинам. Предполагается, что наиболее древние осадочные породы Даниловского грабена, налегающие на вулканические комплексы триаса, приурочены к таким изолированным впадинам. В реконструированном рельефе не отражаются русла каких-либо каналов, питающих впадины или связывающих их между собой. Возможно, котловины образовались в результате проседания, вызванного оттоком лав, ранее поддерживающих участок местности, и/или интенсивного химического разрушения газотермальными источниками и выноса материала по зонам трещиноватости на контакте с другими породами. Возраст глинистых осадков, заполняющих впадины, точно не установлен, известно, что они старше шараповского времени. Постоянных флювиальных потоков на территории Красноленинского и располагающегося рядом Шаимского районов в это время не существовало. Сделанное в публикациях заключение о генезисе пласта ЮК₁₁ подтверждается интерпретацией индекса химического выветривания, который в отложениях Красноленинского района варьирует от 71,5 до 82,2, составляя в среднем 71,8 [5]. Эти показатели на десять единиц меньше по сравнению с изохронными осадками Северо-Сосьвинского района. Вероятно, на юге Приуральской части Западной Сибири климат был менее влажным, чем на севере. Поэтому временные (образованные атмосферными осадками) потоки не сформировали широко распространённых конусов выноса в Шаим-

ском и Красноленинском районах. Предполагается, что седиментация пласта ЮК₁₁ происходила, главным образом, за счёт механического и химического разрушения грунтовыми водами тектонического уступа, располагающегося на границе районов. Разгрузка происходила над водоупорным горизонтом. В связи с тем что грунтовые воды могли иметь смешанный источник питания (фильтрующиеся атмосферные осадки, термальные флюиды и др.), генезис пласта определён как деллювиально-пролювиальный.

В китербютское время Северо-Сосьвинский и Даниловский грабены частично вошли в область морской седиментации благодаря региональной трансгрессии на территории Западной Сибири. В Северо-Сосьвинском районе формировалась нижняя часть верхнеяны-маньинской подсвиты. Это мелководно-морские и дельтовые фации, представленные чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов [1]. В составе глинистого вещества преобладает каолинит, в два раза меньше монтмориллонита, гидрослюда вместе со смешанослойными минералами составляет не более 5%. В Красноленинском районе в это время формируется тогурская алевроито-глинистая пачка, которая, в отличие от подстилающего пласта ЮК₁₁, имеет региональное распространение. В тогурской пачке отмечаются редкие находки фораминифер, двустворок и динофлагеллят, в составе глинистого вещества преобладает каолинит, в два раза меньше хлорита и гидрослюда, на долю смешанослойных минералов приходится не более 10%. Геохимические показатели свидетельствуют о распреснении водоёма, возможно, за счёт газотермальных источников, генетически связанных с поствулканическими процессами. Предполагается, что на территории Шаимского и Красноленинского районов источники действовали в течение нижней юры с разной интенсивностью в субаквальных и субаэральных условиях. Смешивание термальных и морских вод, а также поступление в бассейн с местных источников сноса механически и

химически преобразованных вулканических пород создавали, по-видимому, неблагоприятные условия для жизнедеятельности организмов.

В тогурской пачке отмечаются очень низкие показатели $S_{орг.2}$ при этом отсутствуют следы интенсивной биотурбации, углистые прослои редки и маломощны, некоторое возрастание значений отмечается в кровле. В отложениях зафиксированы повышенные содержания марганца и хрома. В Северо-Сосьвинском районе в разрезах верхней части яны-маньинской свиты, наряду с пролювиальными продуктами латеритной коры выветривания, зафиксированы гидротермально преобразованные отложения, характерные для морских акваторий.

Литература

1. Злобина О.Н. Строение, состав и обстановки формирования юрских отложений Приуральской части Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 2009. С. 17.
2. Злобина О.Н. Распределение глинистых минералов в мезозойских отложениях Приуральской части Западно-Сибирской плиты // Материалы Международной научной конференции «Глины и глинистые минералы». Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. С. 54–56.
3. Злобина О.Н. Влияние гидротермальных процессов на формирование нижнеюрского рельефа в зонах триасового рифтогенеза Приуральской части Западно-Сибирской плиты // Материалы 7-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 86–88.
4. Курьшова Н.К. Прогнозирование, картирование залежей нефти и газа в верхней части доюрского комплекса по сейсмогеологическим данным в Шаимском нефтегазодносном районе и на прилегающих участках: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Тюмень, 2005. С. 22.
5. Злобина О.Н. Опыт реконструкции ландшафтов юры Приуральской части Западной Сибири // Материалы научной сессии «Палеонтология, биоэволюция и палеобиогеография бореального мезозоя». Новосибирск: Гео, 2006. С. 182–185.

ПАЛИНОКОМПЛЕКС ЗОНЫ *HEDENSTROEMIA HEDENSTROEMI* (НИЖНИЙ ТРИАС, НИЖНЕОЛЕНЕКСКИЙ ПОДЪЯРУС) НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Н.В. Ильина

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, г. Сыктывкар, Россия

Север Средней Сибири является обширной областью распространения нижнетриасовых отложений. Они представлены терригенными отложениями преимущественно морского, прибрежно-морского и лагунно-континентального генезиса. В основу единой биостратиграфической схемы их расчленения положена последовательная смена комплексов морских

беспозвоночных. Зональная схема расчленения оленекского яруса, выделенного в сибирских разрезах, включена в Международную стратиграфическую шкалу [3]. В унифицированную часть стратиграфической схемы триасовых отложений Средней Сибири помещены и комплексы миоспор, так как среди палеонтологических объектов, допускающих прямую

корреляцию отложений морского и континентального генезиса, миоспоры являются одной из наиболее информативных групп. Однако степень детальности существующей биостратиграфической схемы, основанной на палинологических данных, существенно уступает таковой в схемах, базирующихся на этапах эволюции ортофауны. Вместе с тем имеющийся опубликованный и фактический материал свидетельствует о достаточно высоком потенциале метода при стратиграфических исследованиях триаса Сибири и, в частности, его нижнего отдела [1, 2, 6]. Предметом настоящего исследования является комплекс миоспор из отложений аммонитовой зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*.

Первые палинологические данные из нижнего триаса севера Средней Сибири известны по публикациям Э.Н. Кара-Мурзы. В последующие годы планомерное и детальное изучение нижнетриасовой палинофлоры проводили В.Д. Короткевич, Г.М. Романовская, В.В. Круговых, Н.К. Куликова. Из отложений зоны *hedenstroemi* информативные палинокомплексы (ПК) были выделены в северной части Лено-Оленекского междуречья и в Буур-Оленекском фациальном районе [4, 5, 7]. В рамках совместных исследований со специалистами ФГУНПП «Аэрогеология» автором изучены миоспоры зоны *hedenstroemi* в опорных разрезах Лено-Оленекского и Нижнеленского фациальных районов, у пос. Станнах-Хочо и мыса Чекуровского соответственно.

В Лено-Оленекском и Нижнеленском фациальных районах к нижнеоленинскому подъярису в его полном объеме отнесена чекановская свита. В первом из указанных районов она имеет двучленное строение. В нижней части свита представлена морскими темно-серыми аргиллитами, а в верхней – темно-серыми известняками, чередующимися с черными сажистыми аргиллитами. Во втором районе свита представлена морскими темно-серыми аргиллитами с линзами и желваками битуминозных водорослевых известняков. В Буур-Оленекском районе нижнеоленинские отложения представлены двумя типами разреза – восточным и западным. Восточному типу отвечает чекановская свита, терригенно-карбонатная, западному – терютехская, терригенная. Присутствие зоны *hedenstroemi* в основании свит установлено по комплексам аммоноидей, двустворок и конодонтов [3].

Как следует из литологического описания и схемы расположения опробованных разрезов, в Буур-Оленекском районе В.Д. Короткевич изучила миоспоры в западном типе разреза нижнеоленинских отложений [5]. Их систематический состав приведен в таксонах разных классификаций. Ревизия видовых определений с учетом общепринятой формальной классификации Р. Потонье дала возможность использовать данные В.Д. Короткевич достаточно уверенно. Восточный тип разреза в Буур-Оленекском районе изучен Н.К. Куликовой [7]. Число миоспор в выделенном ею ПК ограничено, тем не менее он имеет

отчетливый облик. Данные о составе палинофлоры зоны *hedenstroemi* в разрезах у пос. Станнах-Хочо и мыса Чекуровского получены нами на ограниченном фактическом материале, однако насыщенность выделенного ПК миоспорами, их видовое разнообразие и удовлетворительная сохранность позволяют взять его за основу при рассуждениях о составе ПК, присущего зоне *hedenstroemi*. Ниже приводится характеристика ПК в обобщенном виде с комментариями, касающимися вариаций его таксономического состава в Буур-Оленекском районе.

Итак, основу ПК зоны *hedenstroemi* составляют несколько групп спор, выделяющихся как по видовому разнообразию, так и количественно. Первую группу составляют цингулятные формы, среди которых доминирует род *Polycingulatisporites* (до 46%) с видами *P. dejerseyi* Helby ex. de Jers., *P. densatus* (de Jers.) Pl. et Dettm., *P. triangularis* (Bolch.) Reinh. emend. Pl. et Dettm., *P. cf. auristriatus* (Bolch.) Pl. et Dettm. Присутствуют *Nevesisporites limatulus* Playf., *N. fossulatus* Balme, *Gordonispora lubrica* (Orl.-Zwol.) van der Eem. По Куликовой, *N. limatulus* субдоминируют. По Короткевич, возможно распространение *N. pokrovskajae* Rom. Вероятными продуцентами этих спор предполагаются мохообразные.

Вторая группа представлена трех- и однолучевыми каватными спорами плауновидных (до 22%). Из трехлучевых определены *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, *Lundbladispora obsoleta* Balme, *L. willmottii* Balme, *Kraeuselisporites cuspidus* Balme, *Pechorosporites coronatus* Yarosh. et Gol., *P. disertus* Yarosh. et Gol., *Rewanispora foveolata* de Jers., *R. vermiculata* Anton. et Taug.-Lantz. Однолучевые представлены родом *Aratrisporites* с видами *A. granulatus* (Kl.) Pl. et Dettm., *A. paraspinosus* Kl., *A. scabratus* Kl., *A. tenuispinosus* Playf. По Куликовой, присутствуют *A. parvispinosus* (Lesch.) Pl. et Dettm., *A. spinosus* Копыт.

Третью группу составляют споры рода *Punctatisporites* (до 6,5%), продуцентами которых могли быть членистостебельные и некоторые плауновидные. Определены виды *P. fungosus* Balme и *P. triassicus* Schulz, а также, по Куликовой, *P. magnus* Pautsch и *P. punctatus* (Mal.) Warjuch. По Короткевич, этот род в ПК доминирует.

К четвертой нами отнесены гладкие треугольные споры, морфологически сближаемые со спорами диптериевых папоротников (чуть больше 6%). Нами определены *Deltoidospora* sp., *Dictyophyllidites* sp. По данным Короткевич, возможно присутствие *Dictyophyllidites mortoni* (de Jers.) Pl. et Dettm., *Concavisporites crassexinus* Nilss., *C. toralis* (Lesch.) Nilss., *Matonisporites* sp.

Следующей важной группой спор являются виды, типичные для отложений индского возраста, которые повсеместно в северном полушарии в том или ином количестве наследуются комплексами миоспор раннеоленинского возраста. В ПК зоны *hedenstroemi* опре-

делены *Anaplanisporites stipulatus* Jans., *Leptolepidites jonkeri* (Jans.) Yarosh. et Gol., *Proprisporites pocockii* Jans., *Osmundacidites senectus* Balme. По Короткевич, вполне вероятно присутствие вида *Retusotriletes radiatus* (К.-М.) Warjuch. По Куликовой, определен вид *Triplexisporites playfordi* (de Jers. et Hamil.) Foster. Следует особо подчеркнуть высокое содержание вида *P. pocockii* как по нашим данным (17,8%), так и по материалам Куликовой. Предполагаемыми продуцентами перечисленных спор были папоротники. В группу унаследованных индских таксонов следовало бы включить и уже названные выше споры родов *Pechorosporites*, *Rewanispora*, *Polycingulatisporites*, так как их широкое распространение также наблюдается в отложениях индского возраста.

Характерными для ПК зоны *hedenstroemi* являются немногочисленные шиповатые виды *Anapiculatisporites spiniger* (Lesch.) Reinh. и *Apiculatisporites* sp., орнаментированные *Verrucosisporites krempii* Mädl., *Cyclogranisporites* sp. По Короткевич, возможно присутствие спор рода *Cyclotriletes*. Широкое распространение этих спор начинается в верхнеоленинских отложениях.

Отличительной чертой рассматриваемого ПК является первое появление единичных форм, систематическое развитие которых также типично для позднего оленека: это *Carnisporites mesozoicus* (Kl.) Mädl., *Todisporites* sp., *Lycopodiacidites* sp.

Пыльца в ПК зоны *hedenstroemi* весьма малочисленна, лишь в ПК, изученным Короткевич, ее содержание незначительно превышает количество спор. Среди найденных видов преобладают двухмешковые формы, как стриадные, так и нестриадные. Определены *Taeniaesporites noviaulensis* (Lesch.) Balme, *T. novimundi* Jans., *T. pellucidus* (Goub.) Balme, *Protohaploxypinus samoilovichii* (Jans.) Hart, *Striatites rugosus* Jans., *Klausipollenites schaubergeri* (Pot. et Kl.) Balme, *Alisporites cymbatus* Venc., Beju et Kar, *Falcisporites nuthallensis* (Clarke) Balme, *F. stabilis* Balme, *Chordasporites* sp. По Короткевич, вероятно присутствие пыльцы *Strotersporites*, *Sulcatisporites*, *Platysaccus*, *Ginkgocycadophytus*. Кроме того, по данным этого автора, определено высокое содержание пыльцы *Cordaitina*. Наряду с названными выше в составе комплекса установлено присутствие переотложенных палеозойских мiosпор.

По нашим данным и по материалам Куликовой, в изученном ПК обилие микрофитопланктон, представленный формами *Baltisphaeridium*, *Michrhystridium*, *Staplinium*, *Veryhachium*, *Cymatiosphaera*, *Tasmanites*.

Таким образом, основу ПК зоны *hedenstroemi* составляют многочисленные и разнообразные споры плауновидных и мохообразных, род *Punctatisporites*, группа унаследованных индских таксонов. Характер-

но присутствие еще не многочисленных шиповатых и веррукатных спор, а также первое появление таксонов, достигающих широкого повсеместного распространения на более высоких стратиграфических уровнях. Основа пыльцевой части представлена пыльцой рода *Taeniaesporites*. Детальный анализ опубликованных палинологических материалов из зон *Euflemingites romunderi* и *Wasatchites tardus* Баренц-региона [8–10] поддерживает полученные нами данные о структуре комплекса мiosпор из зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* севера Средней Сибири.

Литература

1. Ильина Н.В. Палинология триаса Лено-Оленекской фашиальной зоны // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты): Сб. науч. тр. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. С. 155–162.
2. Ильина Н.В. Граница нижнего и среднего триаса в Тимано-Североуральском регионе // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2008. № 2. С. 15–30.
3. Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. 322 с.
4. Короткевич В.Д. Палинологическое обоснование возраста отложений нижнего триаса северной части Лено-Оленекского междуречья // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Л.: НИИГА, 1963. Вып. 2. С. 75–93.
5. Короткевич В.Д., Школа И.В. Стратиграфия и палинологическая характеристика триасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба // Ученые записки НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. Л.: НИИГА, 1970. Вып. 31. С. 13–25.
6. Круговых В.В., Могучева Н.К. Палино- и фитостратиграфия опорного разреза триаса мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Геология и геофизика, 2000. Т. 41, № 4. С. 535–550.
7. Куликова Н.К. Палиностратиграфия нижнетриасовых отложений южной части Лено-Анабарского прогиба (Буур-Оленекский район) // Фитостратиграфия и морфология спор древних растений нефтегазоносных провинций СССР: Сб. науч. тр. Л.: ВНИГРИ, 1989. С. 17–25.
8. Hochuli P.A., Colin J.P., Vigran J.O. Triassic biostratigraphy of the Barents sea area // Correlation in Hydrocarbon exploration, Norwegian Petroleum Society (NPF) / Ed. by J.D. Collinson. Graham&Trotman Ltd., 1989. P. 131–153.
9. Mørk A., Vigran J.O., Hochuli P.A. Geology and palynology of the Triassic succession of Bjørnøya // Polar Research. 1990. Vol. 8. P. 141–163.
10. Vigran J.O., Mangerud G., Mørk A. et al. Biostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Lower and Middle Triassic deposits from the Svalis Dome, Central Barents Sea, Norway // Palynology. 1998. Vol. 22. P. 89–141.

БАСАРГИНСКИЙ ФИТОКОМПЛЕКС НИЖНЕГО ДЕВОНА ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Н. Коржнев

Бийский педагогический государственный университет им. В.М. Шукишина, г. Бийск, Россия

Нижнедевонское время является важным биотическим рубежом, связанным с выходом на сушу и расселением по континентам наземных растений. О том, когда и как происходил этот процесс, свидетельствует басаргинский фитокомплекс, установленный в окрестностях с. Басаргино Алтайского района Алтайского края. В последние годы биостратиграфическая шкала девона Горного Алтая, Рудного Алтая и Салаира надежно увязана с Международной стратиграфической шкалой [2]. Это позволило уточнить возраст басаргинского фитокомплекса и палеогеографическую обстановку его формирования.

Басаргинский фитокомплекс был изучен А.Р. Ананьевым, Т.В. Захаровой, В.Н. Коржневым, В.Г. Кузнецовой, Ю.С. Надлером, В.П. Удодовым и др. в процессе крупномасштабных геолого-съёмочных и тематических работ. Приурочен он к выделенной нами в 1979 г. в пределах Сарасинского грабена терригенной басаргинской свите. Она несогласно перекрывает вулканогенную комарскую свиту, породы которой по петрохимическим характеристикам относятся к островодужным [7]. В комарской свите нами собраны табуляты *Aulopora* sp., *Coenites* sp., *Thamnopora* sp., указывающие на силурийско-девонский возраст (определения С.В. Чернышевой); ругозы *Lurielasma* ex gr. *ariadnae* Tcherepn., известные в нижнем – среднем девоне (определение В.А. Желтоноговой). Согласно перекрывающая басаргинскую терригенно-карбонатная терентьевская свита по нашим сборам содержит табуляты *Armalites novellus* Chud., *Egosiella pulchra* Dub., *Squameofavosites kulkovi* Dub., гелиолитиды *Heliolites curvitalulatus* Dub (определения С.В. Чернышевой), ругозы *Cystiphyllodes mirabile* Wedekind, *Thaimyrophyllum carinatum* Dulv., *Xistriphyllum devonicum* Bulv. (определения В.А. Желтоноговой), брахиоподы *Uncinulus parallelepipedus typica* Rzon. (определение Л.Г. Севергиной) шандинского горизонта Салаира.

Характерными признаками басаргинской свиты является ее исключительно терригенный состав и периодически отмечающаяся красноцветность. Стратотипический разрез басаргинской свиты по правому борту р. Б. Кыркылы у северной окраины села Басаргино представлен (снизу вверх):

1. Полимиктовые конгломераты с линзами грубозернистых полимиктовых песчаников с отпечатками псилофитов и богатым комплексом спор – 40–70 м.

2. Песчаники табачно-зеленые мелкозернистые полимиктовые с отпечатками псилофитов и комплексом спор, прослойки табачно-зеленых флороносных известковистых песчаников, серых и зеленовато-

серых полимиктовых косослоистых гравелитов и гравелито-песчаников, линзовидные прослойки серых органогенных известняков, табачно-зеленых и красноцветных алевролитов, серых полимиктовых конгломератов – более 50 м.

Мощность по разрезу превышает 120 м. В бассейне р. Сарасы она достигает 180 м. При этом роль красноцветных пород возрастает.

Терригенные отложения у с. Басаргино Р.Т. Грацианова в 1967 г. на основании находок брахиопод *Dalejoidiscus* cf. *subcomium* (Havl.), *Eodevonaria* (?), *Subspinosa* (Scup.), *Proattributionum altaicum* Gracianova относил к нижнему девону. В стратотипическом разрезе у с. Басаргино Ю.С. Надлером и В.Г. Кузнецовой в 1973 г. собран и определен богатый комплекс спор, имеющий весьма близкое сходство с раннедевонскими комплексами красногорской свиты Кузнецкого Алатау *Leiotriletes plicatus* (Waltz) Naum., *L. plicatus* (Waltz) Naum. var. *major* Nadl., *L. devonicus* Naum., *L. nigrifellus* Naum., *L. nigratus* Naum., *Lophotriletes grandis* Nadl., *L. rugosus* Naum., *Acanthotriletes perpasillus* Tschibr., *Ac. gracilis* Nadl., *Ac. tenuispinosus* Naum., *Retusotriletes raisae* Tschibr., *R. transiaticus* Tschibr., *R. transalaticus* Tschibr. var. *major* Nadl., *R. frivolis* Tschibr., *R. apsegius* Nscgibr., *Stenozonotriletes* sp., *St. corsacus* Nadl., *Caparezonotriletes minutus* Naum., *Archaecozonotriletes basilaris* Naum., *A. vivax* Tschibr., *A. compactus* Naum., *Hymonozonotriletes* sp.

Из собранных нами в басаргинской свите органических остатков В.Г. Кузнецовой определены споры *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *P. densus* Tim. Здесь же в стратотипе из собранных нами в верхних частях разреза свиты окаменелостей С.В. Чернышевой определены табуляты *Thamnopora siavis* Dubat. Кроме того, в верхней части свиты в керне скважин, пробуренных в окрестностях с. Пролетарки, мы собрали, а С.В. Чернышева определила, табуляты *Alveolites distinctus* Yanet., *Gracilopora yavorskyi* Dubat., *Egosiella cylindroctularis* ((Dubat.), *E. microcellulata* Dubat., *Cladopora angusta* Yanet., *Conlipora seravschnica* Kim., *Placocoenites cvidons* Tchud., *Squameofavosites divideimus* Dubat., *Syringopora yavorskyi* (Dubat.), *Thamnopora yanetae* Dubat. Представители табулят из отложений басаргинской свиты, по мнению С.В. Чернышевой, типичны для салаиркинского горизонта.

Наиболее богатое местонахождение остатков ископаемых растений расположено в 1150 м ниже устья Черемшанки в правом борту р. Б. Кыркылы у подножья горы, срезанной проселочной дорогой, в 7 м от русла реки (русло реки образует притор) [2]. Здесь А.Р. Ананьевым из сборов Ю.С. Надлера в 1973 г.

определены псилофиты *Psilophytites rectissimus* Höeg, *Protobarinophyton obrutschewii* Ananiev, *Psilophyton goldschmidti* Halle, *Zosterophyllum* cf. *myretonianum* Penhallow, cf. *Sciadophyton laxa* Dawson., *Drepanophycus* sp. Кроме того, из наших сборов – *Minusia antique* Tschirkova, *Drepanophycus gaspianum* Dawson (Kräusel et Weyland), *Matarakia inopinata* Tschirkova. Дополнительно из сборов В.П. Удодова – *Psilophyton arouatus* (Halle), *Rebuchia mucronata* (Mägdefrau), *Protolepidodendron scharianum* Kräusel (Krejčí) Kr. Et W., *Jeniseiphyton rudnevae* (Perevetov) Ananiev, *Gliphtophyton granulare* Kryschtovovich, *Barrandeinopsis beliakovi* Krysht.

Анализ басаргинского фитокомплекса показывает, что в нем наряду с типичными девонскими космополитами *Psilophyton arcunatus* Halle, *P. goldschmidtii*

Halle, *Psilofitites rectissimus* Hoeg, *Zosterophyllum* cf. *myretonianum* Penhallow, cf. *Sciadophyton laxa* Dawson, *Rebuchia mucronata* (Mägdefrau) и эндемичными сибирскими *Protobarinophyton obrutschewii* Ananiev, *Jeniseiphyton rudnevae* (Peresvetov) Ananiev, *Matarakia inopinata* Tschirkova, *Minusia antique* Tschirkova, которые до сих пор не были встречены выше нижнего девона, присутствуют *Drepanophycus gaspianus* Dawson et Weland, жившие в нижнем и среднем девоне, остатки *Protolepidodendron scharianum* (Krejčí) Kr. et W. – архипопулярного среднедевонского вида и *Gliphtophyton granulare* Krichtovovich, известного только из среднего (точнее, из живетского яруса) девона. По мнению А.Р. Ананьева, растительные остатки басаргинской свиты нельзя идентифицировать ни с типично псилофитовой раннедевонской раститель-

Стратиграфическая схема нижнедевонских отложений Сарасинского и Барагашского грабенов [3]

Система	Отдел	Ярус	Зоны по конодонтам	Горизонты Салаира	Слои Горного Алтая	Сарасинский грабен	Южная часть Барагашского грабена	Северная часть Барагашского грабена							
Девонская	Средний	Эйфельский	kockelianus	Мамонтовский	Шивертинские		Шивертинская св.	Шивертинская св.							
			australis												
			costatus												
			Эйфельский	partitus	Шандлинский	Матвеевские	Рудниковская свита				Матвеевская свита				
	Нижний	Эмский	patulus	Шандлинский		Мукур-Чергинские	Терентьевская свита	Барагашская серия	Мукур-чергинская свита	Медведевская свита					
			serotinus												
			inversus												
			notoperbonus												
			excavatus								Беловский	Кувашские	Басаргинская свита	Кувашская свита	Кувашская свита
			kitabicus												
		Праздский	pereneae	Молобачатский	Якушинские		Комарская св.				Камышенская серия	Якушинская свита	Кондратьевская свита		
			kindlei												
			sulcatus												
			Лохковский	pesavis			Крековский	Ремневские							
	delta														
	eurekaensis	Пеетцовский													
		Лохковский	postwoschmidti-woschmidti	Томь-Чумышский											

ной ассоциацией, ни с типично пропапаратниковой среднедевонской. Сонахождение в стратотипе басаргинской свиты элементов двух последовательных биот, обычно четко разграничивающихся, указывает на его пограничное положение в разрезе. По стратиграфическому положению, фауне табулят и ругоз басаргинский фитокомплекс занимает интервал верхней части салаиркинского – беловского горизонтов Салаира, что соответствует верхней части киреевских – нижней части кувашских слоев Горного Алтая. Это уровень конодонтовых зон *kitabicus* и *excavatus* верхнего эмса.

В раннедевонскую эпоху в лохковское и пражское время восточные районы Горного Алтая входили в состав окраины Сибирского континента. В пределах западных районов простирался шельф Палеоазиатского океана [2]. В конце пражского времени вдоль окраины континента была заложена островодужная система [4]. На самом континенте широко проявился рифтогенез. В восточных районах Горного Алтая в пределах Уйменско-Лебедской зоны был заложен окраинно-континентальный рифт [5]. В пределах Сарасинского грабена вулканизм прекратился в нижнем эмсе. Вертикальные восходящие и нисходящие движения в переходной зоне от континента к океану привели к тому, что вулканические постройки в пределах Сарасинского грабена были размыты и басаргинская свита с конгломератами в основании ложится на девонские и более древние толщи (в логу Ночном на вендские отложения). Широкое проявление вулканизма привело к загрязнению природной среды экологически опасными элементами, вызывающими мутации. Перечислим лишь некоторые из них. Связанные с нижнедевонским вулканизмом месторождения U на хребтах Тонгош и Сумульгинском и др. сопровождаются повышенными концентрациями Y, Yb, Ce, La, Sc, Pb, Zn. Многочисленные девонские месторождения полиметаллов (Zn, Pb, Cu) в центральной части Горного Алтая – Mo, Cd, Tl, сформировавшиеся в девоне месторождения Au – As, Pb, Zn, Cu, Ba, Ga, Mn, Mo, Ni, Cr, Cd. На Сибирском континенте господствовал пустынный климат. Благодаря вулканическим процессам на континенте возникали пресноводные бассейны, позволившие продолжать расцвет нижнедевонских растений, которые не имели еще ни корней, ни листьев [1]. Басаргинский фитокомплекс формировался на окраине Сибирского континента в прибрежной полосе Палеоазиатского океана. С континента стекали реки, о чем свидетельствует наличие косослоистых гравелитов и гравелито-песчаников. Экологическая

обстановка, положение на границе континента и океана, периодическое перемещение береговой линии, наличие рек способствовали появлению в раннем эмсе отдельных видов пропапаратниковой флоры среднедевонского типа. Последовавшие позднеэмская и эйфельская трансгрессии и разделившая их регрессия (кварцевые гравелиты в основании рудниковской свиты), сопровождавшиеся резким изменением условий существования растений (аридизацией климата), способствовали исчезновению псилофитовой флоры, которая в начале среднего девона вымерла. Рубеж вымирания псилофитовой флоры в Горном Алтае, вероятно, отвечает мощной толще конгломератов в основании шивертинской свиты.

Заключение:

1. Басаргинский фитокомплекс имеет надежную биостратиграфическую привязку и соответствует конодонтовым зонам *kitabicus* и *excavatus* нижнего эмса.

2. Появление в раннем эмсе Горного Алтая отдельных видов пропапаратниковой флоры среднедевонского вида связано: а) с вулканизмом, создавшим загрязнения природной среды тяжелыми металлами, вызвавшими мутации; б) со сменой климатических и палеогеографических обстановок с дальнейшей аридизацией климата.

Литература

1. Ананьев А.Р., Коржнев В.Н. Басаргинская свита в Горном Алтае и ее аналоги в пределах Сибирского континента OLD RED SANDSTONE // Материалы по геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. С. 16–29.
2. Елкин Е.А., Бахарев Н.К., Изох Н.Г. и др. Девонские отложения Салаира, Рудного и Горного Алтая: Путеводитель полевой экскурсии Международной конференции «Девонские наземные и морские обстановки от континента к шельфу». Новосибирск: ИГИГ ОИГГМ СМО РАН, 2005. 82 с.
3. Коржнев В.Н. Стратиграфия нижнедевонских отложений северной части Барагашского грабена // Известия Бийского отделения Русского географического общества. Бийск: БПУ им. В.М. Шукшина, 2009. С. 35–43.
4. Тикунов Ю.В. Геохимия девонских вулкаников островодужного типа центральной и западной частей Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1994. 54 с. (Препринт № 2).
5. Туркин Ю.А., Гусев А.И., Федак С.И. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка / Ред. В.Н. Коржнев. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 194 с. +2 вкл.

МИОСПОРЫ РАННЕГО КЕЛЛОВЕЯ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.Н. Костеша

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В келловее и верхней юре на обширной территории Западной Сибири наблюдается большая провинциальная дифференциация спорово-пыльцевых комплексов, что делает невозможной прямую корреляцию палинокомплексов разных фациальных зон. В качестве регионального подразделения общего для Западной Сибири предлагается только один палиностратон для нижнего келловоя – слои со спорами и пылью 11 – *Classopollis*, *Cyathidites* spp, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Quadraeculina limbata*, установленные В.И. Ильиной [7] в морских отложениях нижнего келловоя, в нижней подсвите васюганской свиты, вместе с диноцистами динозоны *Fromea tornatilis* (Ft). Находки цист динофлагеллат (диноцист) в совместном нахождении в препаратах со спорами и пылью имеют особое значение для обоснования возраста палиностратонов келловоя и верхней юры. В качестве стратотипа слоев со спорами и пылью – *Classopollis*, *Cyathidites* spp, *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Quadraeculina limbata*, нижнего келловоя В.И. Ильиной принят разрез скв. Салатской 1 в интервале 2615,4–2630,0 м (Нюрольская впадина). Здесь [7] ею установлен комплекс диноцист динозоны *Fromea tornatilis* (Ft) раннего келловоя. Динофлагеллаты – в основном морские планктонные микроводоросли с высокой скоростью эволюции и большим таксономическим разнообразием. Сейчас они являются ведущей группой микрофитофоссилий при разработке зонального расчленения морских разрезов келловоя и верхней юры Западной Сибири. В последнюю Региональную стратиграфическую схему келловоя – верхней юры Западной Сибири [5] в качестве биостратиграфического стандарта для расчленения и корреляции келловейских и верхнеюрских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна вошла зональная автономная динофлагеллатовая шкала. Установлено 10 местных динозон [1, 2, 5–7].

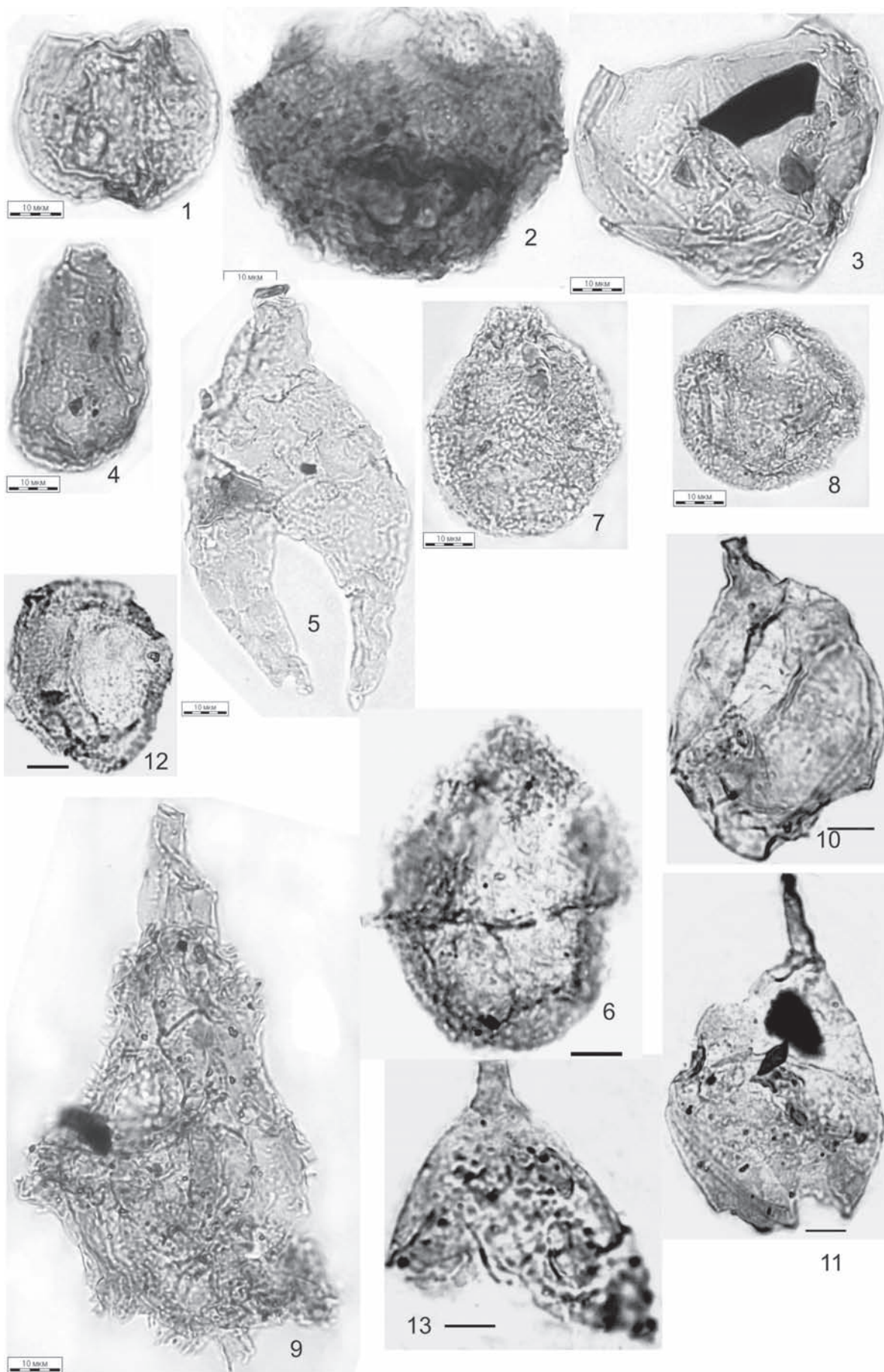
В характеристике динокомплекса раннего келловоя кроме зонального вида *Fromea tornatilis* могут присутствовать *Chytroeisphaeridia* spp., *C. hyaline*, *Chlamidophorella* sp., *Crussolia dalei*, *C. perireticulata*, *Escharisphaeridia pocjckii*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *G. jurassica* subsp. *adecta*, *Impletosphaeridium* sp., *Lithodinia* sp., *Pareodinia* spp., *P. ceratophora*, *Sentusidinium* sp., *Sirmiodinium grossii*. К сожалению, В.И. Ильиной из скв. Салатской 1 не приводится полного списка и фотографий динокомплекса.

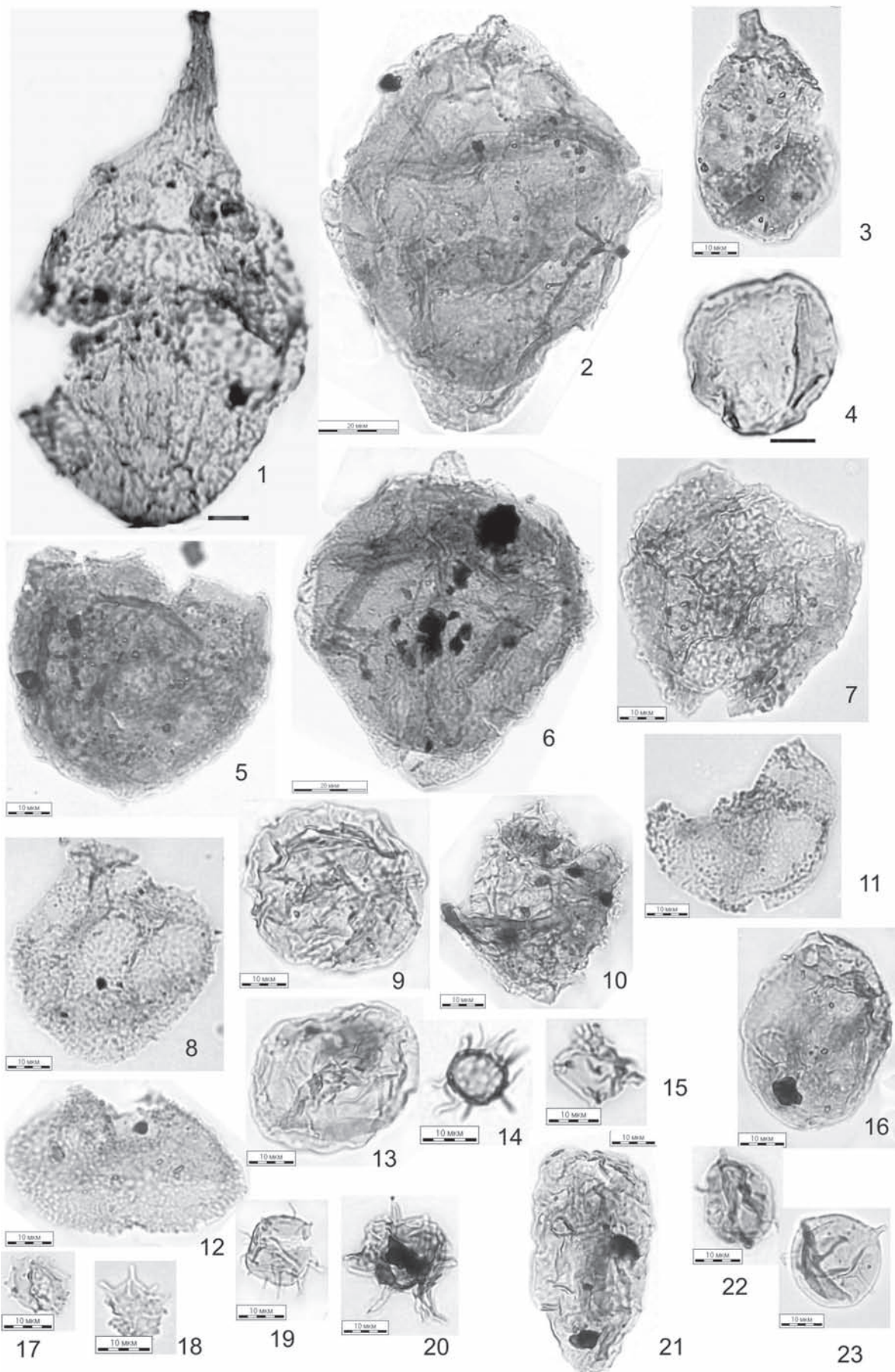
Ранее спорово-пыльцевые комплексы всего разреза скв. 1 Салатской площади без определения цист динофлагеллат изучались О.Н. Костешей и др. [3, 4].

В последнее время проведено доизучение и микрофотографирование микрофитопланктона из интервала 2615,4–2630,0 м разреза указанной скважины. Микрофитопланктон присутствует наряду со спорами и пылью в интервале 2619,9–2625,0 м (три образца), составляя значительную часть спектров. Он представлен преимущественно акритархами и прازیнофициями с заметным участием диноцист. Большинство диноцист из-за плохой их сохранности не идентифицированы. Определены *Batiacasphaera* sp., *Chytroeisphaeridia* spp., *C. hyalina*, *Fomea tornatilis*, *Nannoceratopsis pelliculata*, *Rinchodiniopsis cladophora*, *Endoscrinium* sp., *E. cf. galeritum*, cf. *Crussolia* sp., cf. *Crussolia dalei*, *Pareodinia* cf. *ceratophora*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, прازیнофиты *Leiosphaeridia* sp., акритархи *Mickrhystridium* spp., проблематичный микрофитопланктон. Фотографии микрофитопланктона из интервала 2621–2627 м представлены в табл. I, II.

Литература

1. Бейзель А.Л., Занин Ю.Н., Замирайова А.Г. и др. Опорный разрез верхней юры и келловоя севера Западной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 9. С. 811–825.
2. Ильина В.И. Зональное расчленение верхов келловоя и оксфорда Пур-Тазовского междуречья в Западной Сибири по цистам динофлагеллат // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. Т. 1. С. 215–218.
3. Костеша О.Н., Кабанова В.М., Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Новые данные по палиностратиграфии нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1991. С. 55–63.
4. Костеша О.Н., Шиховцева Л.Г. Палиностратиграфия келловей-среднеюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской равнины (Томская область) // Методические аспекты палинологии. Материалы X палинологической конференции. 14–18 октября 2002 г. М.: ИГИРГИ, 2002. С. 115–117.
5. Никитенко Б.Л., Ильина В.И., Глинских Л.А. Стратиграфия, микрофоссилии и биофашии опорного разреза келловоя и верхней юры Тюменской свехглубокой скважины (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 9. С. 762–790.
6. Решение VI Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
7. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Нефтегазоносные бассейны Сибири. Юрская система. ОИГГИМ СО РАН, 2000. 480 с.





Объяснение к таблицам

Микрофитопланктон из отложений нижнего келловоя в скв. 1 Салатской

Таблица I

Длина линейки для всех миоспор 10 мкм

Фиг. 1, 2. *Batiacasphaera* sp. – обр. 9218, обр. 9221, гл. 2619,9 м; 2624,0 м.

Фиг. 3. *Chitroesphaeridia* cf. *hialina* – обр. 9218, гл. 2619,9 м.

Фиг. 4. *Fromea tornatilis* – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 5. *Nannoceratopsis pellucida* – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 6. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 7. cf. *Fromea* sp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 8. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 9. *Goniaulacysta jurassica* subsp. *adecta* – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 10, 11. *Pareodinia ceratophora* – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 12. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 13. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Таблица II

Длина линейки для фиг. 2, 6–20 мкм, для остальных миоспор 10 мкм

Фиг. 1. *Crussolia* sp. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 2. *Endoscrinium* sp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 3. *Pareodinia* sp. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 4. *Leiosphaeridia* sp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 5. *Batiacasphaera* sp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 6. *Endoscrinium* cf. *galeritum* – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 7. *Batiacasphaera* sp. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 8. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 9. *Leiosphaeridia* sp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 10. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 11. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 12. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 13. *Leiosphaeridia* sp. – обр. 9220, гл. 2623,0 мю

Фиг. 14, 15, 17, 20. *Mickrhystridium* spp. – обр. 9218, гл. 2619,9 м.

Фиг. 16. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 18, 22. *Mickrhystridium* spp. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

Фиг. 19, 23. *Mickrhystridium* spp. – обр. 9220, гл. 2623,0 м.

Фиг. 21. Dinoflagellate gen. sp. indet. – обр. 9221, гл. 2624,0 м.

СРЕДНЕЮРСКИЕ ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ БАССЕЙНА р. ВАХ

О.Н. Костеша, С.Н. Бабенко, К.П. Лялюк

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Проведен палинологический анализ отложений вымского, малышевского и васюганского горизонтов, вскрытых 13 скважинами, пробуренными в юго-западной части Ханты-Мансийского АО (бассейн р. Колынигол, притока р. Вах) (рис. 1). Степень сохранности миоспор плохая или средняя, получено 20 относительно насыщенных палиноспектров.

Определены комплексы байоса, бата и келловея.

Верхняя часть вымского горизонта (тюменская свита) охарактеризована палинокомплексом палинозоны 9 – *Syathidites* spp., *Neoraistrickia rotundiformis*, *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Dicksonia densa*. В скв. 33 Северо-Мегтыг-Еганской на глубине 2640,75 м выделен палиноспектр, в котором споры составляют 77,3%. Доминируют *Syathidites* sp., *Syathidites minor* Couper, *Syathidites australis* Couper, *Leiotriletes* sp., *Leiotriletes* типа *Hausmannia* sp., в сумме 48,3%. Присутствует *Leiotriletes adiantiformis* Vinogr., *Tripartina* sp., плауны *Lycopodium* sp., *Camptotriletes* sp., единично *Neoraistrickia* sp., хвощи *Pilasporites marcidus* Balme, cf. *Salvinia* sp., а также *Osmundacidites* sp., *Lophotriletes* sp. В пыльцевой части преобладает однобородная пыльца гинкговых-чекановских *Ginkgocycadophytus* sp., *Sycadopites* sp., пыльцы семейства сосновых несколько меньше: *Piceapollenites* sp., *Pinus divulgata* Bolch.

Характерным для определения возраста является доминирование спор циатейных папоротников, значительное количество спор осмундовых, плаунов, хвощей. Отмечены *Neoraistrickia* sp., *Leiotriletes adiantiformis*. Среди пыльцы семейства сосновых

характерен *Pinus divulgata*, значительно участие пыльцы гинкговых – *Ginkgocycadophytus*.

В Западной Сибири на формирование байосского палинокомплекса оказывает влияние фациальная специфика формирования отложений. Поэтому по сопоставлению описанного спектра с палинокомплексами байосских отложений смежных территорий Западной Сибири [1, 2] выделенный палинокомплекс относится к палинозоне 9 – *Syathidites* spp., *Neoraistrickia rotundiformis*, *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Dicksonia densa*.

Граница между байосом и батом нечеткая, батский комплекс отличается только более частым участием спор папоротников-иммигрантов Евро-Синийской флористической области. Так, в скв. Гранатовая 18, гл. 2685,35 м, выделен переходный палинокомплекс, в котором наряду с присутствием *Neoraistrickia* sp. появляются евро-синийские *Duplexisporites* sp., *Marattisporites* sp., ядро комплекса – циатейные, осмундовые, ликоподиевые – остается прежним. Тот же состав пыльцы голосеменных растений: *Disaccites*, *Piceapollenites* sp., *P. variabiliformis* (Mal.) Petr., *Pinuspollenites* sp., *Podocarpidites* sp. и *Ginkgocycadophytus* spp., *Sycadopites* sp. Единично отмечены пресноводные водоросли *Aletes* sp.

Значительно лучше изучены отложения наунакской и малышевской свит, откуда выделены палиноспектры, объединенные в палинокомплекс батского возраста палинозоны 10 – *Syathidites* spp., *Sciadopityspollenites macroverrucosus*, *Lophotriletes torosus*, *Gleicheniidites*, *Classopollis*. Насыщенные



Рис. 1. Схема расположения изученных скважин юго-западной части Ханты-Мансийского АО (бассейн р. Колынигол, притока р. Вах)

палиноспектры выделены в скважинах Боровая скв. 6, глубина 2340,15 м; Вать-Еганская скв. 402; интервал 2453,55–2495,0 м; Верхне-Сабунская скв. 9, гл. 2410,05–2412,3 м; Гранатовая скв. 18, гл. 2474,65 м; Северо-Боровая скв. 1, инт. 2318,7–2477 м; Северо-Мегтыгеганская скв. 33, гл. 2305,1 м; Тыньярская скв. 101, инт. 1880,8–2046,1 м; Улымторская скв. 31, гл. 2304,3–2359,8 м; Южно-Пылькарминская скв. 22, гл. 2340,5 м.

Для этих отложений характерны схожий флористический состав и некоторая вариабильность в процентном соотношении основных групп спор и пыльцы в палиноспектрах. Как правило, в палинокомплексе споры преобладают над пыльцой голосеменных растений, иногда их количество достигает 81%. Доминантами являются гладкие трехлучевые споры *Cyathidites* sp., *Cyathidites minor* *Cyathidites australis*, *Leiotriletes* sp., *Leiotriletes* типа *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* типа *Hausmannia* sp.. Разнообразно представлена группа спор гигромезофитов – растений, предпочитающих влажные местообитания. Это споры мхов *Stereisporites* spp., *Stereisporites congregatus* Schulz, *Stereisporites incertus* (Bolch) Sem. *Stereisporites bujargiensis* (Bolch) Shulz.; хвощей *Pilasporites marcidus*; плаунов *Lycopodium* sp., *Lycopodiumsporites marginatus* Singh., *Camptotriletes* sp. *Camptotriletes cerebriformis* Naum. ex Jarosch., *Neoraistrickia* spp., *N. rotundiformis* Taras., плаунок: *Uvaesporites* sp. *Uvaesporites argenteaformis* (Bolch.) Schulz, водных папоротников *Salvinia perpulchra* Bolch. и папоротников *Osmundacidites*. Иногда скв. Боровая 6, Гранатовая 18, Тыньярская 101, Улымторская 31, споры *Osmundacidites* выступают субдоминантами (от 10,6 до 21,6%). Пыльца голосеменных растений представлена *Disaccites*, *Piceapollenites* sp., *Pinaceae*, *Sciadopityspollenites* sp., количество пыльцы *Ginkgocycadophytus* spp. иногда достигает 44% (скв. 31 Улымторская, гл. 2359,8 м).

В верхней части палинозоны 10 практически постоянно присутствуют *Eboracia* sp., *Eboracia torosa* (Sach. et Ijina) Timoch., *Gleichenia* sp., споры папоротников-мигрантов Евро-Синийской субтропической области *Duplexisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Contigniosporites* sp., *Clathropteris* sp., *Dipteridaceae*, *Pteridaceae*. В Северо-Боровой скв. 1, гл. 2475,85 м и в Улымторской скв. 31, гл. 2359,8 м вместе с ними доминирует *Tripartina variabilis* Mal. Предполагается, что споры *Tripartina variabilis* производят пионерные папоротники, которые первые появляются в изобилии в трансгрессивно-регрессивной зоне водных бассейнов. Нередко палиноспектры с *Tripartina variabilis* встречаются в бате-оксфорде, что связано с очередной трансгрессией. Среди пыльцы увеличивается значение *Classopollis* sp., часто отмечаются *Eucommiidites* sp., *Sciadopityspollenites* sp., *Quadraeculina* sp. В небольшом количестве появляется микрофитопланктон.

Палинокомплекс раннего келловея встречен в трех скважинах: Восточно-Пыль-Карминская-

11, гл. 2342,4 м, Южно-Пыль-Карминская-22 гл. 2283,2 м, Гранатовая-18, гл. 2441,15 м. В научной свите выделены однотипные палиноспектры со схожим флористическим составом и соотношением основных компонентов, очень близкие к батским палиноспектрам. Преобладают споры над пыльцевой частью (в среднем 53,7 и 33,8% соответственно) и увеличивается количество микроводорослей смешанного состава. Среди спор доминирует группа гладких трехлучевых *Cyathidites* sp., *Cyathidites minor*, *Leiotriletes* sp., L. типа *Coniopteris* sp., *Leiotriletes mirus* Vinogr., *Obtusisporis junctus* (К.-М.) Pokock. Гигромезофиты представлены спорами сфагноидных мхов *Stereisporites* sp., *Stereisporites congregatus*, плаунов и плаунок *Lycopodium* sp., *Lycopodiumsporites* cf. *ornatispina* Mal., *Lycopodiumsporites perplicatus* (Bolch.) Vinogn., *Camptotriletes cerebriformis*, *Neoraistrickia* sp., *Neoraistrickia rotundiformis*, *Selaginella* sp., *Uvaesporites argenteaformis*, хвощей *Equisetites glabrus* (Mal.) Prosv., *Pilasporites marcidus*, сальвиний, споры папоротников с мелкошиповатой скульптурой *Osmundacidites* sp., *Osmundacidites juraccicus* (К.-М.). В небольшом количестве присутствуют споры папоротников-мигрантов Евро-Синийской субтропической области *Duplexisporites anogrammensis*, *Dipteridaceae*, *Contigniosporites* sp., *Auritulinaspores* sp. *Tripartina variabilis*. Сопутствуют – *Convruccosporites* sp., *Leptolepidites* sp., *Lophotriletes* sp., *Trachitriletes* sp.

В группе пыльцы голосеменных растений доминирует двухмешковая пыльца *Disaccites* sp., включая сем. *Pinaceae* с видами *Pinus* sp., *Piceapollenites* sp., *Piceapollenites variabiliformis*, сем. *Araucariaceae*, нередко субдоминантом выступает однобороздная пыльца *Ginkgocycadophytus* sp. 11,5%,

Cycadopites – 5,0%, *Cycadopites medius* Bolch, *Classopollis* sp. (в Гранатовой скв. 18 до 8,3%). Единичны *Quadraeculina limbata* Mal., *Vitreisporites palidus*, *Alisporites oblatinoides*, *Inaperturpollenites* sp.

В значительном количестве встречаются микроводоросли: микрофитопланктон проблематичный до 5,3%; *Prasinophyceae*: *Membranosphaera* sp., *Leiosphaeridiaceae*, *Tasmanites*, в сумме до 10,2%; предположительно диноцисты, а также единично *Botryococcus* sp., *Schizosporis* sp., *Ovoidites* sp., *Aletes* sp., *Fungi*.

По сопоставлению изученного палинокомплекса с СПК смежных территорий [2], предположительно, возраст вмещающих отложений датирован ранним келловеем.

По особенностям описанных палинокомплексов можно предположить следующую схему изменения ландшафтов в течении байоса – раннего келловея. В байосское время на изучаемой территории существовала низменная равнина, занятая папоротниковыми сообществами в совместном произрастании с хвойными породами и представителями порядков гинкговых, чекановские. В бате началась трансгрессия, происходило образование открытых водных пространств и заболачивание территории. Начавшееся

потепление климата способствовало внедрению во флору мигрантов Евро-Синийской флористической области. Этот процесс продолжился в келловее. Увеличилась площадь водоемов, изменилась их соленость и появился новый микрофитопланктон. На удалении от низменных заболоченных берегов формировались сообщества хвойных, гинкговых, чекановские и др. Увеличилось количество мигрантов Евро-Синийской флористической области. В целом флористический состав келловейского палинокомплекса характеризует низменную равнину, с мезофильной растительностью и заболоченными участками, поэтому количество пыльцы *Classopollis* сравнительно невелико.

Состав микроводорослей (в основном прازیнофиты) свидетельствует, вероятнее всего, о существовании водоемов со слабой или меняющейся соленостью.

Литература

1. *Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири.* Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. 114 с.
2. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Нефтегазоносные бассейны Сибири. Юрская система.* ОИГГИМ СО РАН, 2000. 480 с.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ В НЕОГЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Л.И. Линкина

Казанский государственный университет, г. Казань, Россия

Неогеновые отложения на территории центральной части Среднего Поволжья представлены верхней частью миоцена (шешминский горизонт) и плиоценом (челнинский, сокольский, чистопольский, аккумуляевский и биклянский горизонты). Наибольшее распространение по территории имеют плиоценовые образования, а миоцен развит не повсеместно и имеет локальный характер распространения. Палинологическое исследование этих отложений дает представление о развитии растительности и климата в этот период.

В ходе многолетнего изучения неогеновых отложений проведен спорово-пыльцевой анализ пород из разрезов 23 скважин и 2 естественных обнажений (рис. 1). Было выделено шестнадцать палинокомплексов (ПК), отличающихся по составу основных компонентов спектра и характеризующих всю толщу неогена на исследуемой территории.

Из-за локального характера развития миоценовых отложений в районе исследования изучены они гораздо хуже плиоценовых образований и поэтому о составе флоры и характере растительного покрова в миоценовую эпоху мы можем судить в основном по литературным данным. В.И. Баранов [1] указывал на то, что с середины миоцена вечнозеленые тропические леса, покрывавшие пространство Европы до Урала, постепенно трансформировались в тургайскую листопадную хвойно-широко-лиственную флору, уже занимавшую к этому времени Сибирь и Дальний Восток.

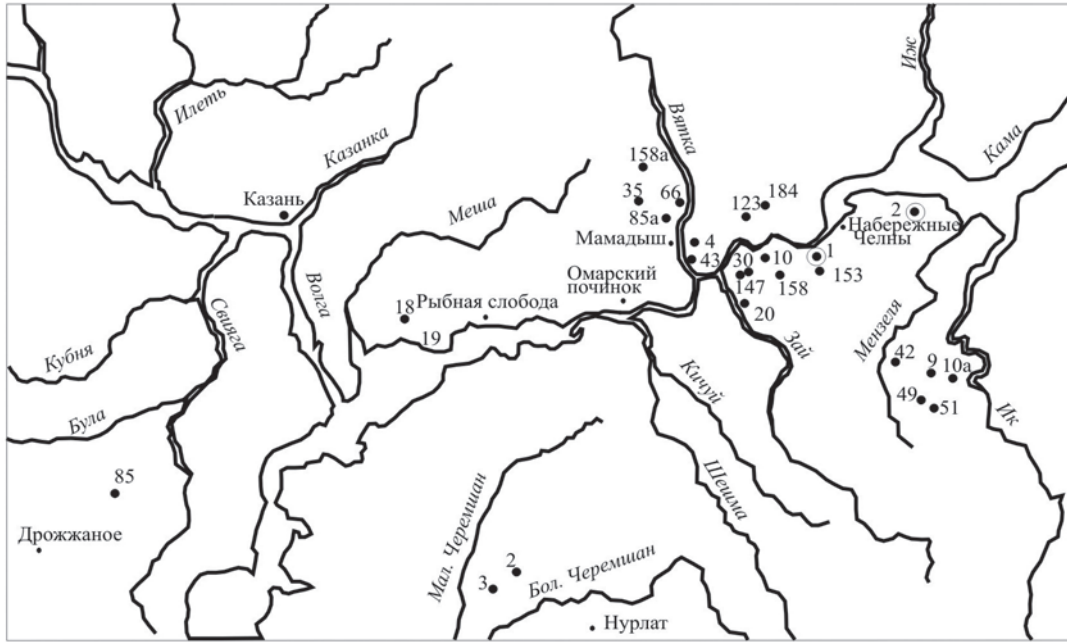
На рис. 2 представлена схема реконструкции растительности конца миоцена на территории центральных и южных районов Русской равнины, предложенная Ю.И. Иосифовой [2]. Из предложенной

схемы видно, что в конце миоцена на территории Среднего Поволжья, севернее г. Саратова господствовала лесная растительность влажных субтропиков, а к юго-западу распространялись безлесные территории, занятые растительностью степного типа.

В целом на протяжении позднего миоцена – плиоцена на изучаемой территории выявлено существование лесного типа растительности. Исключение составляют спектры, полученные для биклянского горизонта акчагыла, отличающиеся возросшей ролью пыльцы трав и кустарничков, что указывает на проникновение элементов степной растительности с юго-западной территории.

В конце миоценовой эпохи (нижняя часть шешминского горизонта) на территории были распространены смешанные леса сложного флористического состава (I широколиственно-березовый ПК), в которых доминировали листопадные растения: береза и широколиственные породы (граб, дуб, вяз, липа, орешник, клен, но преобладающую роль среди них играл хмелеграб). Хвойные породы, в основном ель, сосна и пихта, входили в состав этих лесов в качестве примеси, занимая подчиненное положение, также в этих лесах произрастали тсуга, сциадопитис, лапина и нисса.

Если сначала хвойные породы входили в состав леса в качестве примеси, то позднее, во время формирования отложений средней части шешминского горизонта (II широколиственно-сосново-еловый ПК), намечается их преобладание. Состав широколиственной флоры беднеет, но она по-прежнему играет заметную роль. Среди показательных компонентов лесов можно назвать хмелеграб, орех, граб, орешник, липу, вяз и дуб. В травяном ярусе преобладали растения



Условные обозначения:

- - скважины и ● - обозначения (1 - обн. у дер. Биклянь, 2 - обн. у дер. Деуков).

Рис. 1. Карта фактического материала

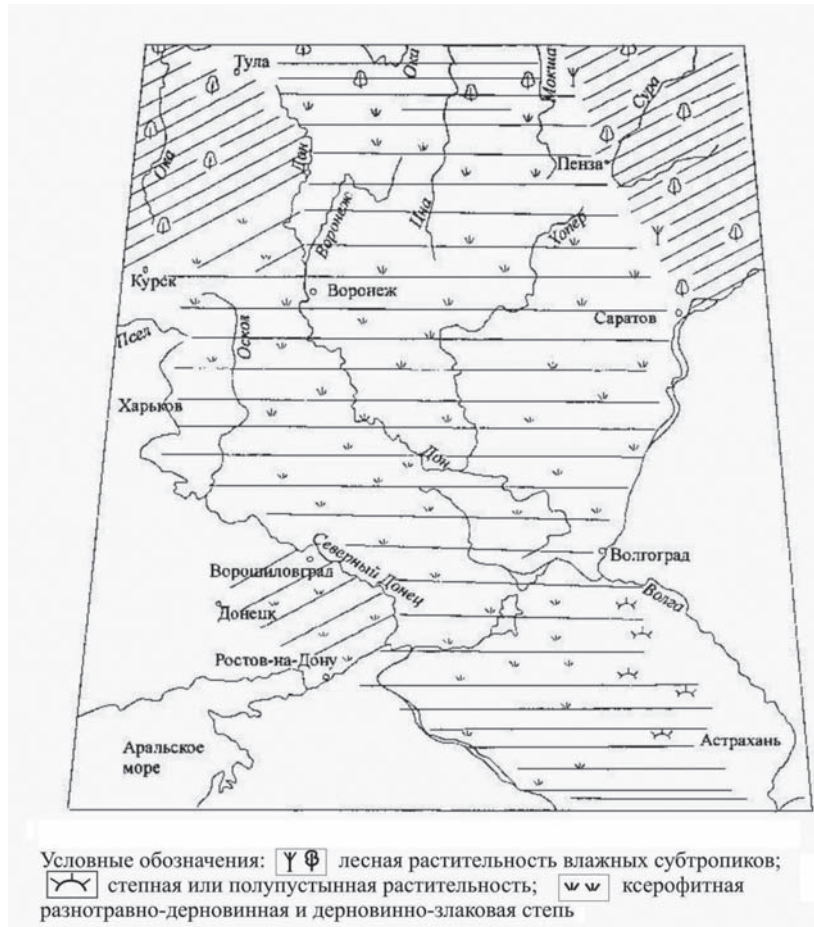


Рис. 2. Схема реконструкции растительности, существовавшей в конце миоцена в центральном и южном районах Русской платформы (по: Иосифовой Ю.И., 1999)

мезофильного разнотравья (представители семейств сложноцветных, бобовых, лютиковых, зонтичных, гвоздичных и др.) и злаки. На эрозионных склонах были распространены маревые и полыни. Споровые растения в травяном и напочвенном покрове были представлены практически исключительно папоротниками.

Такой ход изменений в составе растительности подтверждает тезис о том, что тайга – образование молодое, начало формирования которой связано со временем деградации аркто-третичных лесов [3].

Позднешешминское время в центральной части Среднего Поволжья ознаменовалось широким распространением хвойных лесов таежного типа (III еловый ПК). Начиная с этого времени такие леса становятся господствующими на данной территории. Состав травянистых и споровых растений существенно не изменился, преобладали травянистые растения мезофильного типа, папоротники, плауны и зеленые мхи. Полыни и представители семейства маревых по-прежнему были распространены большей частью на эрозионных склонах. В целом климат шешминского времени был умеренно теплым и влажным.

В начале челнинского времени в составе доминировавших в это время еловых лесов, возросло участие тсуги и широколиственных пород (IV широколиственно-березово-еловый ПК). Береза и ольха, входившие в состав елового леса в качестве примеси, кое-где образовывали самостоятельные формации, что могло быть вызвано какими-то локальными причинами, не связанными с изменением климата. В дальнейшем теплые и влажные условия начала челнинского времени сменились умеренно-теплыми (V сосново-еловый ПК), а затем и более сухими (VI елово-сосновый ПК). В лесах на смену влаголюбивым елям приходят сосны. Снизилась доля участия в составе леса широколиственных пород, среди которых преобладали дуб и орешник.

В начале сокольского времени (начало акчагыла) елово-сосновые и сосновые леса продолжают доминировать на исследованной территории (VII сосновый ПК). Позднее они сменяются смешанными лесами (VIII широколиственно-сосново-еловый ПК). В сложении леса возросла доля участия ели и тсуги, а широколиственные породы образовывали самостоятельные, в основном липовые формации. В конце сокольского времени участие в составе лесов широколиственных пород и тсуги снизилось. Для этого времени характерно распространение сосново-еловых лесов (IX сосново-еловый ПК).

Характер смены растительности в сокольское время указывает на то, что начало этого времени было умеренно-теплым и достаточно сухим, а конец – более влажным. Максимально же теплым периодом была середина сокольского времени, когда по территории были широко распространены широколиственно-сосново-еловые леса.

Установившиеся на территории в конце сокольского времени умеренно-теплые и влажные условия к началу чистопольского времени сменились более сухими. На исследованной территории вновь начинают господствовать елово-сосновые леса (X елово-сосновый ПК).

Последующее увеличение влажности привело к развитию еловых и сосново-еловых лесов (XI сосново-еловый ПК). На отдельных участках леса, особенно по понижениям, где было достаточно влажно, произрастали тсуга и широколиственные породы (липа, дуб, вяз, граб, лапина, гикори, бук, клен, орех, нисса и орешник). Однако вскоре устанавливается сухой климатический режим и доминирующей породой становится сосна. Участие ели, тсуги, пихты, а также березы и ольхи снижается. Широколиственные породы практически исчезают из состава леса (XII елово-сосновый ПК).

Середина чистопольского времени характеризуется распространением на исследованной территории смешанных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов (XIII широколиственно-сосново-еловый ПК). В составе леса доминировали хвойные породы: ель и сосна и в меньшей степени пихта и тсуга. Широколиственные породы на отдельных участках леса образовывали самостоятельные формации, состоящие в основном из липы, дуба, вяза и орешника. Климат этого времени можно охарактеризовать как теплый и влажный. В конце чистопольского времени теплый и влажный климат сменяется умеренно-теплым (XIV сосново-еловый ПК).

Вторжение на территорию Среднего Поволжья вод акчагыльской трансгрессии в аккумуляевское время привело к похолоданию и нарастанию влажности. Широкое распространение в это время получили еловые леса (XV еловый ПК). Роль сосны, пихты и особенно лиственных пород была незначительной.

В биклянское время произошло отступление к югу вод акчагыльского бассейна с территории Среднего Поволжья. Климат, оставаясь прохладным, становится более аридным. Широкое распространение получают елово-сосновые редколесья и травянистые формации (XVI елово-сосново-травянистый ПК). Роль хвойных пород – ели и сосны, значительно снизилась. По понижениям кое-где еще сохранились отдельные экземпляры дуба, вяза и орешника. Открытые пространства были заняты полынно-маревыми и разнотравными ассоциациями.

Таким образом, периодам с влажным и теплым климатом отвечало время развития на территории широколиственных и хвойно-широколиственных формаций, а периодам понижения температуры – время их сокращения. Периоды сокращения количества осадков, поступающих на территорию, сопровождалось понижением температуры и соответствовали времени развития сосново-березовых, елово-сосновых и особенно сосновых формаций.

Литература

1. Баранов В.И. Этапы развития флоры и растительности в третичном периоде на территории СССР. М.: Высшая школа, 1959. 364 с.
2. Гребенюк Л.В. Обобщение данных по магнитостратиграфии новейших отложений Нижнего Поволжья

- и Северного Прикаспия // Проблемные вопросы региональной и местной стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: НВНИИГТ, 2001. С. 66–67.
3. Толмачев А.И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. 155 с.

ГРАНИЦА ФРАНА И ФАМЕНА НА ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Н. Манцурова

ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», г. Волгоград, Россия

Стратиграфическое расчленение пограничных отложений франского и фаменского ярусов на изучаемой территории до настоящего времени не является общепринятым. Территория характеризуется достаточно сложным тектоническим строением и маломощными разрезами франского яруса, поэтому обоснованно датировать и сопоставлять отложения, слагающие разные структурно-тектонические зоны довольно непросто. Трудности в расчленении разрезов скважин обусловлены ещё и тем, что изучаемые отложения нередко представлены депрессионными фациями доманикоидного типа. В подобных отложениях фаунистические остатки бентосных организмов встречаются редко. Как правило, это своеобразный комплекс лингулид, бухиол, бактринов и энтомозоид, по которым трудно, а часто и невозможно провести детальное расчленение разрезов. В этом случае определение возраста вмещающих отложений возможно только по остаткам пелагических организмов, но их определения (кониконхи, гониатиты, конодонты) известны лишь в единичных скважинах [1, 2]. В сложившихся обстоятельствах при расчленении разрезов скважин ведущая роль принадлежит растительным микрофоссилиям, которые содержатся в изучаемых отложениях в достаточном количестве. Проведенное палинологическое изучение пограничных франских и фаменских отложений позволило предложить новый вариант стратиграфического расчленения разрезов рассматриваемой территории (рис. 1), в которых ранее выделялись все горизонты франского яруса.

Как известно, на громадной территории Русской плиты граница франского и фаменского ярусов установлена между ливенским и задонским горизонтами, что соответствует границе спорных зон *Cristatisporites deliquescens-Verrucosiporites evlanensis* и *Cyrtospora cristifera-Diaphanospora zadonica* [3]. Однако на рассматриваемой территории западного обрамления Прикаспийской впадины установлено практически повсеместное присутствие в основании фаменского яруса отложений волгоградского горизонта (палинозона *Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica*). В этом случае граница франского и

фаменского ярусов проводится между ливенским и волгоградским горизонтами, что соответствует границе спорных зон *Cristatisporites deliquescens-Verrucosiporites evlanensis* и *Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica*. Кроме того, по палинологическим и палеонтологическим данным установлено, что в наиболее приподнятых структурно-тектонических зонах граница франского и фаменского ярусов соответствует границе волгоградского и семилукского горизонтов.

Семилукский горизонт сложен известняками микро-тонкозернистыми, сильно глинистыми, пиритизированными, с волнистыми прослойками глинисто-битуминозного материала, мергелями битуминозными и аргиллитами битуминозными. Битуминозность и своеобразный комплекс органических остатков, содержащий раковины беззамковых брахиопод, пелеципод (бухиол), кониконх, остракод (энтомозоид), бактринов и гониатитов, характерных обычно для доманиковых фаций. Семилукский возраст отложений определен по фаунистическим остаткам остракод, брахиопод и гониатитов: *Entomozoe (Nehdentomis) triangula* Pol., *E. (Nehdentomis) aff. accurata* Pol., *E. (Nehdentomis) aff. rotundata* Pol., *E. (Richteria) ex gr. distincta* Pol., *E. calva* Netsh. msc., *E. kamischinensis* Netsh. msc., *E. (Nehdentomis) ex gr. aculeatus* Pol., *Franclinella aff. jaregae* Mart., *Leiorhynchus cf. elegans* Ljasch., *Chonetes sp.*, *Stropheodonta sp.*, *Tornoceras simplex* Buch., *Bac-trites sp.*, *Buchiola sp.*

Присутствие семилукского горизонта (s. str.) установлено также по комплексу миоспор: *Geminospora semilucensa* (Naum.) Obukh. & M.Rask., *Cristatisporites deliquescens* (Naum.), *Spelaeotriletes krestovnikovii* (Naum.) Obukh., *Archaeoperisaccus ovalis* Naum., *A. concinnus* Naum., *A. completus* Naum. и др.

К низам семилукского горизонта (рудкинский горизонт s. str.), в сокращенных разрезах Камышинской антиклинали, следует относить верхнюю часть карбонатной пачки (рис. 1), сложенной черными битуминозными сланцами, мергелями и известняками, содержащими органические остатки фауны доманикового типа.

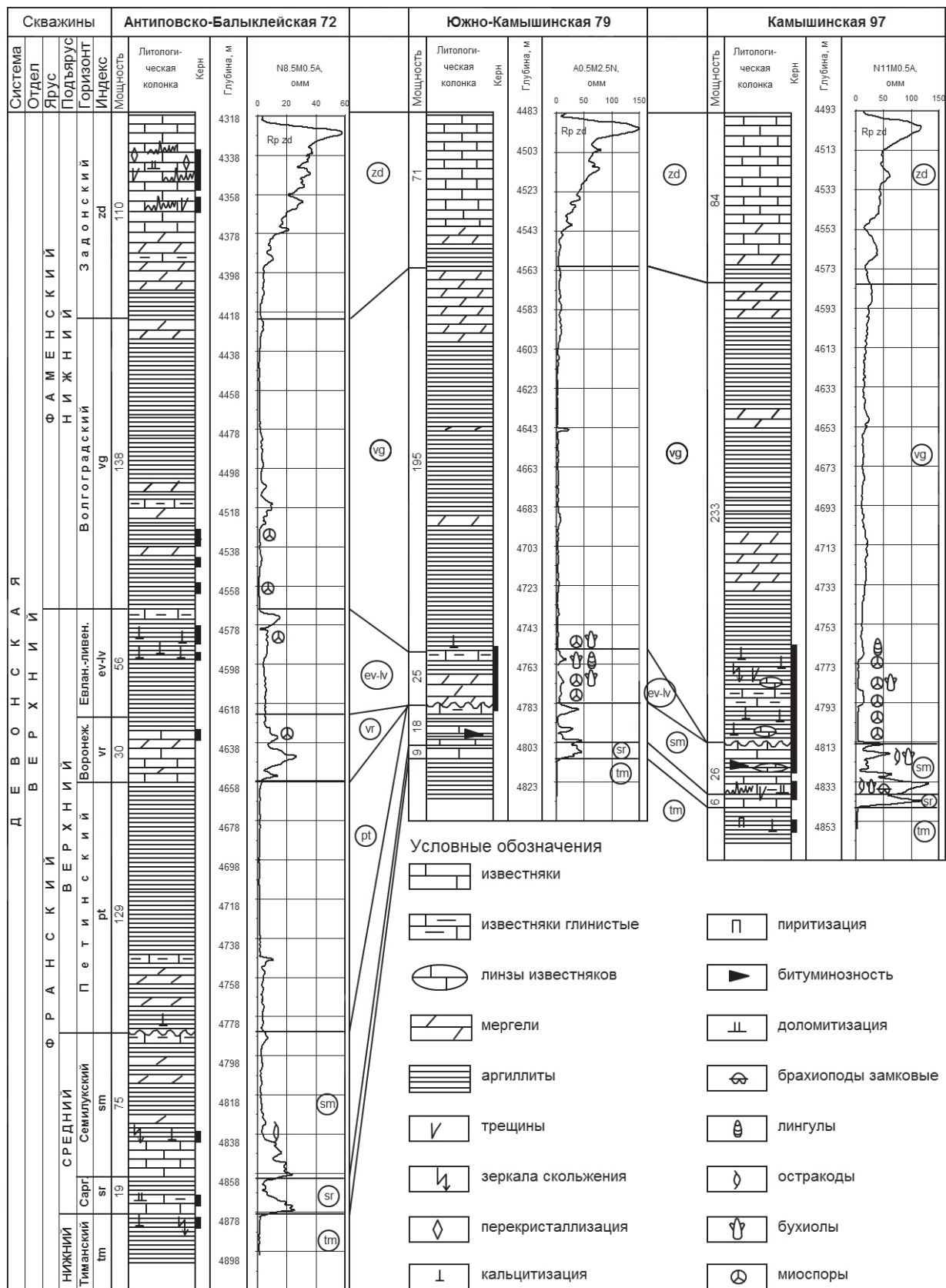


Рис. 1. Схема корреляции пограничных отложений франского и фаменского ярусов западного обрамления Прикаспийской впадины

Наиболее многочисленной группой в этих отложениях являются кониконхи. Из черных битуминозных сланцев и известняков этой пачки Г.П. Ляшенко [1] определены кониконхи: *Homotenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Tatarites variabilis* G. Ljasch., *Polycylindrites semigradatus* G. Ljasch., *Striatostyliolina domanicensis* G. Ljasch. и гониатиты: *Gephyroceras sp.*, *Manticoceras cf. lamed Sand.*, *Tornoceras simplex* Buch. Перечисленные виды характерны для доманикового (рудкинского) горизонта восточной части Русской плиты, Тимано-Печорской провинции и Урала. Нижняя часть карбонатной пачки, вероятно, соответствует саргаевскому горизонту, но палеонтологические данные из этой части разреза отсутствуют (рис. 1). Мощность семилукского горизонта изменяется от 11 до 77 м.

Евлановско-ливленские отложения представлены известняками темно-серыми, иногда почти черными, микрозернистыми, органогенно-детритовыми, глинистыми, мергелями темно-серыми, микрозернистыми, плотными, тонкослоистыми и аргиллитами темно-серыми, иногда почти черными известковистыми, тонкослоистыми (скв. 6-Восточно-Умётовская, 42, 49 и 72-Антиповско-Балыклейские, 79-Южно-Камышинская, 108-Антиповская 35 и 90-Белогорские и др.). В большинстве разрезов преобладают мергели и аргиллиты, реже известняки, иногда встречаются прослойки доломитовых мергелей и глинистых доломитов. По всему разрезу отмечаются редкие фаунистические остатки, представленные мелкими лингулами, бухиолами, бактритами и энтомозоидами.

Евлановско-ливленские комплексы спор и пыльцы на данной территории впервые были выделены А.М. Назаренко в 70-х гг. из скважин: 42 и 49-Антиповско-Балыклейских, 90-Белогорской, 79-Южно-Камышинской и др. Проведенные нами повторные палинологические исследования позволили установить наличие палинозоны *Cristatisporites deliquescens* – *Verrucosisporites evlanensis* евлановско-ливленского возраста [3], наиболее характерными видами которой являются: *Cristatisporites deliquescens* (Naum.) Arkh., *C. imperpetuus* (Senn.) Obukh., *Auroraspora speciosa* (Naum.) Obukh., *Verrucosisporites evlanensis* (Naum.) Obukh., *Membrabaculisporis radiatus* (Naum.) Arkh., *Diducites hopericus* (Naz.) Obukh., *Grandispora subsuta* (Naz.) Obukh., *Chelinospora lepida* (Obukh.) Obukh. и др., причем последние три вида встречаются преимущественно в ее верхней части (ливленский горизонт). Верхняя граница зоны фиксируется исчезновением практически всех пленчатых форм с широкой зоной, в том числе вида *Cristatisporites deliquescens*, широко распространенного в верхнефранских отложениях Западной Европы.

Абсолютное преобладание акритарх в палиноспектрах из некоторых скважин свидетельствует об осадконакоплении в зоне моря, находящейся на

весьма значительном удалении от береговой линии, куда споры и пыльца наземных растений заносились в незначительном количестве. Отсутствуют евлановско-ливленские отложения в разрезах ряда скважин Камышинской антиклинали. Мощность их изменяется от 0 до 116 м.

Волгоградский горизонт обычно залегает на евлановско-ливленских отложениях, только в ряде скважин Камышинской антиклинали он ложится с размывом и стратиграфическим несогласием на семилукский горизонт (см. рис. 1). Аналогичное стратиграфическое несогласие прослеживается, по-видимому, и к востоку от Камышинской антиклинали, переходя на левобережные разрезы [4]. Волгоградский горизонт сложен фациями, близкими к доманиковым: аргиллитами темно-серыми, почти черными, тонкодисперсными, известковистыми, с бухиолами, бактритами и лингулами, участками с тонкими прослойками (1–2 мм – 1–2 см) и линзами известняков светло-серых или серых, микрозернистых, с прослоями мергелей темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком. Вверх по разрезу карбонатность отложений уменьшается. Растительные микрофоссилии встречаются в аргиллитах из скважин: 79-Южно-Камышинская, 49-Антиповско-Балыклейская, 72-Антиповско-Балыклейская, 1-Восточно-Умётовская, 59-Щербаковская и др. Присутствие волгоградского горизонта устанавливается по комплексу спор зоны *Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica*: *G. notata* (Naum.) Obukh. var. *microspinosus* Tschibr., *G. vasjamica* (Tschibr.) Obukh. & Nekt., *Corbulispora vimineus* (Nekt.) Obukh., *Cymbosporites boafeticus* (Tschibr.) Obukh., *Punctatisporites famenensis* (Naum.) Obukh. Спорадически встречается вид *Corbulispora semireticulata* (Tschibr.) Obukh. Во всех образцах присутствуют акритархи (до 90% в скв. 97-Камышинская). Мощность волгоградского горизонта изменяется от 123 до 262 м.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить на рассматриваемой территории как стратиграфически полные, так и неполные франские разрезы, вследствие предпетинского и последующих перерывов в осадконакоплении. В неполных разрезах граница франского и фаменского ярусов соответствует границе семилукского и волгоградского горизонтов. В полных разрезах данная граница проводится между ливленским и волгоградским горизонтами (рис. 1). Проведенные исследования приводят к иным представлениям об истории геологического развития данного района на рубеже франского и фаменского веков: существовавший в то время Прикаспийский палеобассейн простирался до западной границы Уметовско-Линевской палеовпадины, которая являлась эпиконтинентальным бассейном, отгороженным от собственно Прикаспийского подводными приподнятыми зонами, на наиболее возвышенных местах которых возможно отсутствие отложений верхнего франа.

Литература

1. Ляшенко Г.П., Ляшенко А.И., Шевченко В.И. и др. Средне-франские отложения в доманиковой фации на Нижнем Поволжье // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 2. С. 411–412.
2. Галушин Г.А., Кононова Л.И. Биостратиграфия верхне-франских и нижнефаменских отложений Волгоградского Поволжья по конодонтам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79, вып. 1. С. 33–47.
3. Avkhimovich V.I., Tchibrikova E.V., Obukhovskaja T.G. et al. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. 17. 1. Boussens. June, 24. 1993. P. 79–147.
4. Мануорова В.Н., Цыганкова В.А., Смирнов В.Е. Стратотип волгоградского горизонта фамена Русской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 1. С. 3–19.

**ЭТАПЫ ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ
(НА ПРИМЕРЕ КРЯЖА ЕНГАНЭПЭ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Т.И. Марченко-Вагапова¹, А.А. Дымов²

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

² Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Крупные массивы ельников крайне редко встречаются севернее Полярного круга на территории Европейской части России. Одни исследователи полагают, что они являются последними реликтовыми островами древесной растительности [1], другие считают их наступающими на тундру еловыми лесами [2]. Возникновение многих мелких лесных островов относят к началу XX в., а большинство крупных – к 70-м гг. XIX в. [3]. Один из таких ельников расположен в южной части кряжа Енганэпэ (Полярный Урал). Учитывая уникальность еловых сообществ, существующих в столь высоких широтах, необходимо установление времени их появления и эволюции растительности на исследуемой территории.

Цель данной работы заключалась в изучении изменения доминирующей растительности с использованием палинологического анализа.

Исследованы почвенные образцы, отобранные в соответствии с генетическими горизонтами почв. Почвенные разрезы закладывались под преобладающими типами растительности. Полученные результаты позволили с достаточной долей условности датировать начало формирования отложений в лесном заказнике Енганэпэ субатлантическим периодом (последние 2 500 лет [4]) и проследить следующие этапы развития растительности.

В начале субатлантического периода (SA-1) на исследуемой территории широкое развитие получили болотно-тундровые формации. Существовали березовые редколесья и разнообразные кустарниковые группировки. Единично произрастали хвойные породы *Picea* sp. и *Pinus silvestris*, ива, ольха. Значительное развитие получили травянистые ассоциации из мезофильного и гигрофильного разнотравья. Состав его был достаточно разнообразен и представлен родами семейств кипрейных, гераниевых, колокольчиковых, лютиковых, крестоцветных, розоцветных, гречишных, гвоздичных и сложноцветных. Среди споровых господствовали папоротники сем. Polypodiaceae.

Разнообразен состав плаунов, достаточно велико присутствие спор *Selaginella selaginoides* (плаунок плауновидный). Образование растительности связано, скорее всего, с тундровой зоной. Климат был холодным и влажным.

В середине субатлантического периода (SA-2) последовало потепление климата, что привело к формированию на данной территории северотаежных еловых лесов с примесью сосны, березы. Суммарный процент пыльцы хвойных пород (*Pinus silvestris* – сосна обыкновенная, *Picea* sp. – ель) в палинологических комплексах этого времени превышает сумму пыльцы рода *Betula* (береза) и составляет около 50%. Наряду с бореальными элементами флоры, болотными и луговыми формациями существовали и ксерофитные перигляциальные сообщества. Так, в составе пыльцы травянистых растений отмечены вересковые, злаковые, пыльца ксерофитов (полыней, маревых). Мезофильное разнотравье было представлено семействами кипрейных, гераниевых, колокольчиковых, лютиковых, розоцветных, сложноцветных, валерьяновых и др. В целом пыльца травянистых растений становится более многочисленной. Среди споровых по-прежнему господствуют папоротники из сем. Polypodiaceae (почти 41%). Содержание спор *Selaginella selaginoides* и сфагновых мхов возрастает.

В конце субатлантического периода (SA-3) вновь произошло похолодание. Лесные сообщества утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные березой с незначительным участием ели и сосны, разреженные и светлые. Большую роль играют ерниковые тундры. Видовой состав разнотравья сильно обедняется. Распространились сообщества из папоротников и плаунов. Похожие комплексы для этого периода отмечены Л.Д. Никифоровой [5] для районов севернее широтного колена р. Печоры.

В современный период (SA-R) на исследуемой территории вновь произошло увеличение роли ели.

Наряду с лесными участками распространены ерниковые заросли. Открытые площадки заняты луговыми ценозами, что отражается в составе пыльцы травянистых растений. Велико участие злаков, все время присутствуют полыни, маревые, вересковые – Ericaceae. Разнотравье представлено лютиковыми, крестоцветными, розоцветными, гречишными, гвоздичными, колокольчиковыми и сложноцветными. В некоторых образцах отмечены зонтичные, кипрейные, валерьяновые и др. Среди споровых господствуют сфагновые мхи, папоротники сем. Polypodiaceae.

Таким образом, наиболее благоприятные климатические условия сложились на территории во время среднего субатлантического периода (SA-2), что способствовало образованию ельников. При наступившем похолодании позднего субатлантического периода существование и развитие лесных группировок приостановилось, а в некоторых случаях привело к их исчезновению. Дальнейшее свое развитие ельники вновь получили в современный период при произошедшем смягчении климата.

Работа выполнена в рамках программ ОБН РАН «Почвенно-функциональные ресурсы биосферы европейского северо-востока и биолитогенные эко-

тоны – фундаментальная основа охраны и мониторинга почвенно-земельного фонда» и ОНЗ РАН № 14 «Состояние окружающей среды и прогноз ее динамики под влиянием быстрых глобальных и региональных природных и социально-эко-номических изменений».

Литература

1. Григорьев А.А. Субарктика. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 223 с.
2. Андреев В.Н. Продвижение древесной растительности в тундру в связи с защитными свойствами лесопосадок на севере // Ботанический журнал. 1954. № 1. С. 28–47.
3. Андреев В.Н. Заселение тундры лесом в современную эпоху // Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. Вып. 1. С. 27–45.
4. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 39–45.
5. Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (МАЛО-БОТУОБИНСКИЙ РАЙОН)

И.М. Машук, Н.И. Акулов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Особое значение при палеоклиматической реконструкции имеют растительные сообщества и их ориктоценозы, обнаруженные в керне из многочисленных скважин, пройденных Ботуобинской экспедицией АК АЛРОСА. Детальный анализ морфологических особенностей растений позднего палеозоя и их систематического состава, позволяет проследить последовательность эволюционных морфологических изменений, происходивших в растительном мире в связи с изменением палеоклиматических условий их обитания. Относительно теплый семиаридный климат раннекаменноугольной эпохи [1], вероятно, способствовал появлению первой наземной растительности, которая через 20 млн лет (в позднекаменноугольную эпоху) господствовала на его территории.

Ранее считалось, что *среднекаменноугольные отложения* (лапчанская свита) не содержат определенных отпечатков флоры [2]. Исследования, проведенные в последние годы, позволили нам обнаружить хорошо определяемые отпечатки флоры. Установлено, что палеогеографические условия среднекаменноугольной эпохи проявляются в определенных особенностях ориктоценозов. Прежде всего, в от-

ложениях лапчанской свиты встречаются отпечатки и фитолеймы коры лепидофитов, отнесенных к роду *Angarodendron*, реже отливы внутренней полости их стволов. Стволы лепидофитов, распространенных на северо-востоке Тунгусской синеклизы, обладают многослойной корой. Диаметр стволов был не более 10–12 см (наблюдения и сборы авторов статьи). Данные особенности лепидофитов указывают на их произрастание в условиях переувлажненных и заболоченных ландшафтов. Наличие на стволах лепидофитов толстой многослойной коры с хорошей сохранностью ее наружной части свидетельствует о незначительном их переносе и быстром захоронении в озерно-болотных условиях. По определениям Н.Г. Вербицкой, И.М. Машук и С.Г. Гореловой, в отложениях лапчанской свиты, вскрытых шахтами на территории Верхне-Иреляхской площади, обнаружены многочисленные отпечатки флоры. Это птеридоспермы родов *Rhodea*, *Angaridium* и *Angaropteridium* с прикрепленными к рахисам тонкими вайями. Их захоронение происходило в автохтонных условиях в обводненных участках палеобассейна. Совместно с птеридоспермами и семенами *Cordaicarpus* обнаруже-

ны захоронения мегаспор рода *Aphanozonatisporites*, которые, по-видимому, относились к плауновидным. Материнские растения мегаспор не выявлены, но данный фитоориктоценоз, в котором они обнаружены, содержит большое количество растительного детрита, в котором могут присутствовать и остатки материнских растений. Мегаспоры, выделенные из этих отложений (*Aphanozonatisporites glabratus*, *Zonatisporites irelachicus*), имеют приспособления для распространения в водной среде – рыхлый наружный слой экзины или широкую кайму по диаметру в виде плотных столбиков, которые наполнены воздухом. Миоспоры из этих же отложений (*Lunatisporites*, *Larwatisporites*, *Lycospora*) имеют также приспособительные признаки для распространения в водной среде. Подобно мегаспорам они имеют рыхлый наружный слой экзины или широкую пленчатую оторочку. Все эти признаки свидетельствуют о влажном, умеренно-теплом климате башкирского века [3] и транспортировке мегаспор водным путем. Высказанная С.Ф. Павловым и его коллегами [2] гипотеза о ледниковом генезисе лапчанской свиты не находит подтверждения как в составе растительных остатков, так и в форме сохранности основных элементов ориктоценоза. Начиная с базальных конгломератов, непосредственно залегающих на нижнепалеозойском субстрате, нами выявлены богатые ориктоценозы, отличающиеся хорошей сохранностью. Ледниковые условия для их захоронения должны быть исключены, так как тонкие вайи и многослойная кора не могли бы при этом так хорошо сохраниться.

В позднекаменноугольную эпоху (касимовский век) флора была более разнообразна. У птеридоспермов родов *Angaropteridium* и *Neuropteris* появились крупные листовые пластинки диаметром до 8 см. Постепенно исчезают плауновидные, но в отдельных случаях они доживают до конца гжельского века и иногда появляются в отложениях ранней перми (поисковый участок Чайдах в Мало-Ботуобинском районе). Примером этого может служить *Angarodendron obrutschewii*. Такое явление может говорить о высокой толерантности этого вида. Е.С. Рассказова [4] также отмечала присутствие этого лепидофита в верхах каменноугольной толщи на р. Чуне. Это явление, названное в литературе [5] внеэкваториальным персистированием, характерно для Ангариды. Подобное выживание древних морфологических типов, возможно, свидетельствует об эндемичности растительных сообществ того времени. Показателем оптимальных условий для развития растений, является морфологическое разнообразие мегаспор, представленных 9 родами и многочисленными видами [6]. Материнские растения, продуцировавшие их, нам неизвестны. По-видимому, материнские растения составляли травянистый ярус, их вегетативные части успевали перегнить, и не попадали в осадки. Мегаспоры этих растений имеют твёрдую спорополлениновую оболочку, способную пролежать в земле долгое время и

при определенных условиях прорасти. Известно, что лепидостробусы не имеют мегаспор, это микроспорангиатные стробилы [5], но по общему плану строения палеозойские мегаспоры близки по строению к спорам из лепидостробусов, хотя к лепидостробусам данные мегаспоры не имеют никакого отношения. Мегаспоры известны у некоторых членистостебельных, многих прогимноспермов, плауновидных (нашем случае мегаспоры принадлежат *Selaginellales* или *Isoetales*), гетероспоровость свойственна практически всем семенным растениям.

Обилие ориктоценозов, сложенных в основном листьями кордаитантовых, позволяет предполагать сезонные изменения климата, а также считать, что эти растения произрастали в непосредственной близости к водоемам. Морфология мегаспор, найденных в этих же отложениях, свидетельствует о приспособлении к распространению текущей водой. Мегаспоры достигают 1 см в диаметре. Большая площадь ареи, наличие волосовидных выростов с несколькими ответвлениями на гладком теле дают возможность мегаспорам долго держаться на водной поверхности и перемещаться на относительно большое расстояние.

Среда обитания и условия захоронения некоторых птеридоспермов, в частности рода *Angaropteridium*, также были связаны с обводненными биотопами, в отложениях совместно с ними не встречены какие-либо фруктификации. Как происходило их размножение, нам неизвестно. Хотя в ориктоценозах совместно с этим родом находили семена *Angarocarpus ungensis*.

Можно упомянуть об опушенности некоторых птеридоспермов таких родов, как *Angaridium*, *Angaropteridium*. В Тунгусском бассейне обычно встречаются неопушенные вайи этих растений. Однако в Мало-Ботуобинском районе неоднократно встречаются опушенные вайи данных растений. Такое анатомическое приспособление, возможно, способствовало защите листовых пластинок таким же образом, как и у кордаитантовых.

В позднекаменноугольную эпоху появилось обилие семян на плоскостях наслоения растений. Ориктоценозы с преобладанием семян перемежаются с ориктоценозами, состоящими из монодоминантных форм листьев кордаитантовых. Такое чередование ориктоценозов также, по-видимому, связано с сезонностью климата. Кроме того, в это время получила широкое развитие особая группа руфлорий, которая появилась на границе раннего и среднего карбона [7]. Эта группа реагировала на изменения климата особым приспособлением на поверхности листьев. Это, прежде всего, виды *Ruffloria*, имеющие дорзальные желобки на листьях, в которых находятся устьица. Устьица погружены в ткань листа на нижней его стороне, что является, возможно, защитным приспособлением, уменьшающим интенсивность транспирации. Кроме того, у некоторых видов наблюдаются папиллы не только в желобках, вмещающих устьица, что, по-видимому, усиливает защитную функцию

желобков, но и между желобками. В это же время появляются мегаспоры рода *Tungusosporites*, сложного по морфологическому строению. Они меньше размером (до 5 мм), поверхность их сжата в морщины и густо покрыта скульптурными выростами. Это, возможно, связано с некоторым недостатком влаги и, вероятно, с сезонностью, так как морщинистая поверхность может накопить большой запас влаги, питательных веществ и пережить неблагоприятное время. Если сравнивать размеры членистостебельных растений из каменноугольных толщ с пермскими членистостебельными, то можно увидеть отличия. Наиболее важным является то, что вместо толстых стволов позднекаменноугольных *Paracalamites crassus* появились и раннепермские тонкие стебли *Paracalamites prokopievskiensis*. Хвощи росли непосредственно у озер, возможно частично в воде. Вероятно, членистостебельные растения в процессе своей эволюции стали приспосабливаться к менее обводненным условиям. Приспособившись к условиям недостаточного увлажнения, они постепенно удалялись от водоемов, тем самым увеличивая ареал своего произрастания. Примером тому в настоящее время хвощ полевой *Equisetum arvense*, произрастает повсюду на бесплодных полях, выгонах и т.д. В лесах растут *E. silvaticum* и *E. pratense*, в болотах, в воде *E. limosum*, на сырых лугах *E. palustre*, в борах *E. hiemale*. В целом, можно предположить, что на протяжении каменноугольного периода климат был теплый (субтропический), с сезонным колебанием температур, но постепенно становился прохладнее, приближаясь по своим характеристикам к климату умеренных широт.

В раннепермскую эпоху климатические условия сменились и стали менее благоприятными для растений. Всеми исследователями отмечен размыв на границе ботуобинской и боруллойской свит. Произошла перестройка рельефа. О значительности проявившихся процессов эрозии и денудации свидетельствует состав грубообломочных отложений, сформировавшийся на этом стратиграфическом уровне. Степень угленосности резко снижается в нижнепермских отложениях. Цвет пород преимущественно светлосерый без значительных прослоев, обогащенных

гуминовыми производными, также свидетельствует о неблагоприятных для развития растений условиях. Мы склонны объяснить это увеличением количества атмосферных осадков в условиях умеренного климата с элементами похолодания.

В позднепермскую эпоху постепенно увеличиваются мелколистные руфлории и кордаитесы. Увеличивается распространение кроющих чешуй, в массе появляются побеги хвойных *Cuparissidium apressum*. Значительно изменяется размер листьев кордаитантовых данного региона. Такие ориктоценозы всюду сложены мелкими листьями и семенами *Tungusocarpus*. Характерное для позднепермского времени усиление фазы аридизации [3], возможно, сказалось на листьях кордаитантовых и других представителей растительности в районе исследования.

В верхней части разреза верхнепермских отложений появляются мощные пласты угля, а в составе ориктоценозов – крупные стволы *Paracalamites robustus*, что позволяет предположить о наступлении нового этапа изменения палеоклимата в сторону, благоприятную для их произрастания.

Литература

1. Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления каменноугольных отложений на юге Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 6. С. 37–50.
2. Павлов С.Ф., Кашик С.А., Мазилев В.Н. и др. Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1982. 102 с.
3. Акульшина Е.П., Бетехтина О.А., Ващенко Е.М. и др. Геология алмазоносных отложений верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.
4. Рассказова Е.С. Ископаемая флора катской свиты Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 87 с.
5. Мейен С.В. Основы палеоботаники. М.: Недра, 1987. 407 с.
6. Мацук И.М. Позднепалеозойские комплексы мегаспор и их стратиграфическое значение // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. СНИИГиМС, 1991. С. 123–129.
7. Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Недра, 1990. 287 с.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ПАЛЕОБАСЕЙНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ НАЗЕМНЫХ РАСТЕНИЙ, ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ

О.Р. Минина

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Бурятия, Россия

В результате исследований последних лет установлено, что в среднем палеозое в пределах Западного Забайкалья, после перерыва (?верхний

ордовик – ?силур), заполненного аккреционно-коллизийными событиями, начали формироваться присдвиговые осадочные палеобасейны [2, 10–12,

16, 17]. Среднепалеозойские палеобассейны представлены отложениями с двумя типами разрезов: вулканогенно-терригенным морским (урминский) и карбонатным морским (витимским). Урминский тип формировался в обстановках терригенных морских линейных побережий, витимский – в обстановках закрытого шельфа и карбонатных линейных побережий в сочетании с участками терригенных линейных побережий и дельт [10, 16]. Первый тип бассейнов, лагунно-континентальный урминский распространен в юго-юго-западной части региона (Малый Хамар-Дабан, южная часть Хангаульского хребта, Джидинская зона). Этот палеобассейн является аналогом (или продолжением) Минусинских бассейнов и связан с геодинамическими обстановками активной континентальной окраины андийского типа [3, 16, 17]. Второй тип – морской – занимает северо-восточную часть Западного Забайкалья и включает палеобассейны – Багдаринский, Уакитский, Бамбуйско-Олингинский, Ульдзутуйско-Химгильдинский, которые в целом представляли крупный форландовый палеобассейн девона – среднего карбона. Предполагается связь этих бассейнов с Хангай-Хэнтэй-Даурской системой окраинных морей Монголо-Охотского океана [3, 16, 17].

В настоящее время наиболее изучены отложения верхнего девона – нижнего карбона, охарактеризованные комплексами органических остатков, – высшие растения, брахиоподы, водоросли, кораллы, мшанки, криноидеи, строматопороидеи, тентакулиты, конодонты и миоспоры. Макроскопические остатки высших растений встречаются в регионе довольно редко и установлены только в Уакитском и Багдаринском районах. В Уакитском районе остатки нами обнаружены в санской, мухтунной свитах и уакитской толще. В санской свите и уакитской толще в алевролитах обнаружены растения, представленные немногочисленными отпечатками пластинок листьев веерообразной формы с дихотомическим жилкованием, найденными в ископаемом состоянии изолированными. Они отнесены к растениям с гинкгоподобными мегафиллами (определения А.Л. Юриной, МГУ) рода *Flabellofolium*, установлен вид *Flabellofolium williamsonii* (Nath) Iur. et Put.). Мегафиллы *Flabellofolium* встречаются сравнительно редко. Стратиграфическое распространение рода указывается в интервале девон – нижний карбон [18]. Род занимает особое место в эволюции девонских растений, так как именно с ним связывают первое появление несомненно, мегафиллов с дихотомическим жилкованием. По данным А.Л. Юриной, вид *Flabellofolium williamsonii* (Nath) Iur. et Put. наиболее распространен в среднем девоне и встречен только в двух местонахождениях – в Бельгии, в комплексе флор Эйфельского яруса, и на Кольском полуострове в лавоозерской свите девон-раннекаменноугольного возраста. В алевролитах мухтунной свиты установлены растительные остатки полуводных растений с листообразными лопастями рода *Orestovia*, представляющими собой

переходную группу между водными и наземными растениями, распространенные в девоне (определения В.А. Красиловой, ПИН РАН, А. Броушкина, ВСЕГЕИ), спорангии растений рода *Pectinophyton* sp., наиболее распространенные в отложениях среднего девона (определения А.Л. Юриной, МГУ) и остатки побегов риниофитов, встречающихся в девоне (определения С.В. Наугольных ГИН РАН). В Багдаринском районе остатки растений впервые были найдены в среднезернистых песчаниках точерской свиты на правобережье р. Ауник [15]. Они представлены фрагментами коры плауновидных с листовыми подушечками, распространенными в верхнем девоне – нижнем карбоне (определения Н.М. Петросян, ВСЕГЕИ, С.-Петербург и В.А. Ананьева, ТГУ, г. Томск). В последние годы в нижней части разреза багдаринской свиты установлены растительные остатки проптеридофитов, известных из верхнесилурийских и девонских отложений (определения С.В. Наугольных, ГИН РАН, г. Москва).

Для всех вышеперечисленных и ряда других стратонотов получена детальная палинологическая характеристика [9, 10]. Из растительных микрофоссилий в ископаемом состоянии наилучшим образом сохраняются миоспоры. Их ассоциации наиболее полно отражают таксономическое разнообразие растительных сообществ, а изменения морфологии спор – эволюционные события в жизни растений. В Западном Забайкалье на основании изучения закономерностей распространения миоспор выделены вспомогательные биостратиграфические подразделения в ранге слоев с палинофлорой [9, 10]. Анализ палинофлор позволил восстановить этапы в развитии верхнедевонской растительности в регионе – франский и фаменский. Для **франского этапа** характерно широкое распространение спор археоптерисовых *Archaeoperisaccus*, которые приурочены к узкому стратиграфическому интервалу и имеют широкое географическое распространение. Для франского этапа также характерно широкое распространение спор прогимносперимовых растений форм-родов *Geminospora* и *Archaeozonotriletes* и появление спор *Hymenozonotriletes*, *Spelaeotriletes*, *Cristatisporites*, продуцентами которых были плауновидные растения. Во франском этапе выделяются три фазы в развитии наземной растительности. Самая ранняя, первая фаза, отвечает тиманско-саргаевскому времени и установлена в объеме слоев с палинофлорой *Contagisporis optivus* – *Hymenozonotriletes krestovnikovii* [1]. Вторая фаза выделена в объеме одного подразделения – слоев с *Geminospora semilucensa* – *Perotriletes donensis*, а третья фаза – в объеме двух слоев с *Archaeoperisaccus ovalis* – *Verrucosiporites grumosus* и *Cristatisporites deliquescens* – *Verrucosiporites evlanensis*. **Фаменскому** этапу соответствуют две фазы в развитии наземной споровой растительности. Первая отвечает двум фитостратиграфическим подразделениям *Corbulispora vimineus* – *Geminospora vasjamica* и *Cyrtospora cristifer* – *Diaphanospora zadonica*. На

вторую, позднюю фазу фаменского этапа в развитии наземной споровой растительности приходится формирование отложений с комплексами миоспор слоев с *Diducites versabilis* – *Grandispora famenensis* и *Retispora lepidophyta*. На этом уровне фиксируется второй пик в развитии девонских палинофлор, среди которых преобладают споры «*lepidophyta*». Этот фитостратиграфический рубеж соответствует границе девонской и каменноугольной систем. Таким образом, франский и фаменский века характеризуются развитием археоптерисовых, первые представители которых появились в живетское время, а затем на протяжении практически всего верхнего девона растет их видовое разнообразие. В позднефранское время второй доминирующей группой становятся споры плауновидных, новые виды которых появляются в нижнем фране. В палиноспектрах позднедевонского времени появляются папоротникообразные и первые членистостебельные. Существенное отличие флористических сообществ обнаруживается в завершающий этап их развития, на границе верхнего девона с карбоном, когда появляются прогимноспермовые. Они наиболее близки к археоптерисовым, продуцирующим споры «*lepidophyta*» [13, 14].

Основываясь на анализе фаций, особенностях палинофаций, систематическом составе комплексов органических остатков, нами сделана попытка реконструкции палеоландшафтов позднедевонских палеобассейнов региона. Во франском веке на территории Западного Забайкалья, по-видимому, существовали аллювиальные равнины двух типов: 1-й тип – равнины, открытые в сторону неглубокого моря, в терригенных осадках, не относящихся к морским, но связанным с ними, найдены миоспоры и остатки растений, в карбонатных осадках обнаружены небольшие водорослевые биогермы; 2-й тип – равнины с располагавшимися на них мелководными и нередко пересыхавшими водоемами, имевшими связь с морем и заселявшимися филлоподами. В начале фаменского века существовали аллювиальные равнины с мелководными пересыхающими и осолоненными бассейнами, в осадках которых установлены тентакулиты и миоспоры. К середине и в конце фаменского века аллювиальные равнины, видимо, имели связь с закрытым мелководным морским бассейном, берега которого были заселены растениями. На мелководье обитали многочисленные водоросли, образующие биогермные массивы. Мелководье, активная гидродинамика не способствовали расселению типично морских организмов в позднедевонских бассейнах региона (средние широты с семиаридным климатом). Только в северной части уакитского палеобассейна (аридный климат), где воды были, видимо, прозрачные и спокойные обитали многочисленные синезеленые, зеленые и харовые водоросли [10].

Таким образом, позднедевонские моря СБГО располагались в средних широтах с семиаридным климатом (урминский тип палеобассейнов) и в аридном

поясе, скорее всего, более низких, чем урминские, широт (витимский тип палеобассейнов). Палеоландшафтные условия позднедевонских морей СБГО хорошо сопоставимы с палеоландшафтами девонских морей Сибири [4–6].

Литература

1. Авхимович В.И., Обуховская Т.Г., Овтанова Н.С. и др. Сопоставление зональной палинологической схемы верхнего девона Русской платформы со стандартной конодонтовой шкалой // Тез. докл. VIII Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1996. С. 5.
2. Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Вест. ВГУ. Сер. Геология. 2005. № 2. С. 19–24.
3. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика (в печати).
4. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2000. № 6. С. 34–57.
5. Колодезников К.Е. Девон и нижний карбон западной части Вилуйской синеклизы. М.: Наука, 1982. 98 с.
6. Матухин Р.Г., Вааг О.В. Основные черты палеогеографии Сибирской платформы в девонском периоде // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири: Сб. науч. тр. Новосибирск: СНИИГиМС, 1993. С. 94–104.
7. Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Палинологическая основа для местной схемы биостратиграфического расчленения верхнего девона Западного Забайкалья // Тез. докл. XLVIII сессии Пал. общ. при РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 94–95.
8. Минина О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. 17 с.
9. Минина О.Р., Неберикутина Л.Н. Региональные биостратиграфические подразделения верхнего девона Западного Забайкалья по миоспорам. Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МПГК/Международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. С. 112–113.
10. Минина О.Р., Филлимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П. Средний – верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфии // Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии: Труды VII Междунар. симп. Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2007. С. 45–48.
11. Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Доклады Академии наук. 2007. Т. 417, № 2. С. 225–228.
12. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от океана к континенту: Материалы науч.

- совещ. по Программе фундам. исслед. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2009. Т. 2. С. 54–56.
13. *Тельнова О.П.* Этапы развития девонских миоспор // Обоснование границ стратиграфических подразделений. Сыктывкар, 1994. С. 16–26 (Тр. Ин-та геол. КомиНЦ Уро РАН. Вып. 82).
 14. *Тельнова О.П.* Палиностратиграфические рубежи в девоне (на примере Тимано-печорской провинции): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Сыктывкар: Ин-т геол. КомиНЦ Уро РАН, 2005. 42 с.
 15. *Федоров М.В., Григорьев С.И., Тихомиров И.Н. и др.* Новые данные о точерской свите (Витимское плоскогорье) // Биостратиграфия – геолкарте-50: Тез. докл. II сессии Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. палеонт. об-ва. Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1986. С. 49–50.
 16. *Филимонов А.В.* Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакинского форландового палеобассейна Западного Забайкалья // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МППК/Международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. С. 56–59.
 17. *Филимонов А.В., Минина О.Р.* Витимский бассейн форланда девона – карбона (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы ЦАСП: от океана к континенту: Материалы науч. совещ. по Программе фундам. исслед. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2007. Т. 2. С. 147–149.
 18. *Юрина А.Л., Путькина О.Н.* Ревизия рода *Flabellifolium* (группа палеозойских растений с гинкгоподобными мегафиллами) и первые находки цветковых представителей в Центральном Казахстане // Палеонтологический журнал. 2000. № 3. С. 103–110.

АЛЯТОРУФЛОРИИ ГРУППЫ DERZAVINII (ПОРЯДОК CORDAITANTHALES)

Л.Г. Пороховниченко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

В Ангарской области в широком диапазоне разреза верхнего палеозоя распространены остатки кордаитовых листьев, относимые или сближаемые с видом *Ruffloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen. Этот вид часто использовался в стратиграфических целях, хотя имелись данные о его сборности [1, 5]

Первоначально вид выделен исключительно по морфологическим признакам в составе рода *Noeggerathiopsis*. Его составляли крупные лентовидные и удлиненно-ланцетовидные листья со слабо расходящимися жилками и широкими основаниями двух типов [6]. Позже С.В. Мейеном (1964) выявлена эпидермальная неоднородность видов рода *Noeggerathiopsis*, включающих как листья с дорсальными желобками (ДЖ), так и без ДЖ. При разделении *N. derzavinii* [6] голотип вида и экземпляры с ДЖ отнесены к *Ruffloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, экземпляры без ДЖ, причем наиболее крупные по размерам, отошли к роду *Cordaites*. В составе *R. derzavinii* оказались преобладающими лентовидные листья, отличающиеся от голотипа, а также вошли изолированные основания двух морфологических типов. Придавая в видовой диагностике большое значение строению оснований [6], С.В. Мейен допускал сборность этого вида. В дальнейшем сборность вида подтверждена Л.В. Глухой [1]. Эпидермальными исследованиями руфлорий с ДЖ типа «*derzavinii*» показано [1] относительное разнообразие их микроструктур, причем сходные по отпечаткам у разных экземпляров ДЖ различались в препаратах кутикулы. В объем *R. derzavinii* Л.В. Глухой предложено включать только остатки той сохранности и с такими признаками, что и голотип вида.

К настоящему времени морфолого-микро-структурными исследованиями охвачены обширные материалы [1–9]. Эмпирически выявлены сочетания разных морфологических и эпидермальных признаков листьев, и эти данные впоследствии использованы в уточнении определений фрагментарного материала. Выяснено [7], что один тип оснований, характерный для руфлорий и кордаитовых без ДЖ, встречается у листьев только с определенным жилкованием и морфологическим типом листа, а с последними у руфлорий связаны некоторые признаки строения ДЖ (ширина, глубина, протяженность, изгиб). Описаны некоторые новые признаки, микроструктурные и морфолого-микро-структурные типы листьев. Полученные данные явились основанием для очередного пересмотра [7] систематического значения известных признаков кордаитовых листьев, принципов выделения таксонов разного ранга и объемов ранее установленных видов. С этой целью автором проведена ревизия голотипов и экземпляров видов кордаитовых к опубликованным работам известных палеоботаников: М.Ф. Нейбург, С.В. Мейена, Н.А. Шведова, Л.В., Г.Ю. Гора, М.Д. Залесского, Г.П. Радченко, Л.В. Глухой, хранящихся в Геологическом институте РАН, г. Москва, ЦНИГР музее, г. Санкт-Петербург, в Институте горного дела, геологии и геотехнологий ФСУ, г. Красноярск.

Ревизия показала, что отнесенные к *R. derzavinii* экземпляры существенно различаются, а по наиболее устойчивому признаку, строению оснований их можно разделить две группы. Первую группу (куда и относится голотип) составляют крупные удлиненно-ланцетовидные листья, обычно имеющие широкие

постепенно суженные с равномерной каймой и высоким базальным промежутком основания, очень узкие ДЖ (табл. I, фиг. 1–8). Ко второй группе (табл. I, фиг. 9–10) отнесены листья лентовидных очертаний с длинными постепенно-суженными с расширяющейся книзу каймой основаниями и более широкими и рельефными ДЖ. В пределах каждой из этих групп остатки различаются менее консервативными микроструктурными признаками (структурой клеточных рядов, типом трихом, интенсивностью орнаментации ДЖ и клеток эпидермы, качественными особенностями жилок) и формой верхушек листьев. По этим равноценным признакам экземпляры могут быть разделены на морфолого-микроструктурные типы листьев, отвечающие видам. Обе группы рассматриваются в составе рода *Alatoruflorea*. Ниже приводится характеристика морфолого-микроструктурных типов только первой группы, в которую входит голотип, а вторая группа как существенно отличающаяся в рамках этой статьи не рассматривается.

1. *Alatoruflorea derzavinii*. Объем вида уточнен. В него включены только крупные удлинено-обратноланцетовидных очертаний листья с широкими, постепенно суженными с равномерной каймой и высоким базальным промежутком основаниями. Верхушки узко закругленные. Жилки тонкие, слабо расходящиеся, сохраняются часто в виде сдвоенных тяжей, густота их составляет 12–14 жилок на 0,5 см. Микроструктура вида отвечает характеристике, данной Л.Г. Глуховой [1]. ДЖ волосовидные типа *derzavinii* с оттисками мелких папилл на отпечатках (табл. I, фиг. 4). Клетки нижней эпидермы часто орнаментированы папиллами, более многочисленными вблизи ДЖ.

У голотипа (Нейбург, 1948, табл. LIII, фиг. 1, 1-a) микроструктурные признаки из-за сохранности не выражены, однако волосовидные ДЖ видны на подстилающем его фрагменте такого же крупного листа. С обратной стороны этого же штуфа в фитолеймах сохранилась микроструктура, соответствующая диагнозу вида. Принадлежность всех фрагментов одному виду сомнений не вызывает.

Из опубликованных экземпляров к *A. derzavinii* отнесен также замененный (Мейен, 1965) голотип *R. recta* (Neub.) S. Meyen (Нейбург, 1965, табл. XXXIII, фиг. 1, 1a, 1б), у которого морфология и микроструктура соответствует диагнозу *A. derzavinii*, отсутствует характерная для *R. recta* зубчатость верхушки и не типичное для большей части экземпляров этого вида очертание. В состав вида также включены остатки, отнесенные ранее к *N. singularis* (Нейбург, 1965, табл. VII, фиг. 4 и табл. VI, фиг. 3), к *N. derzavinii* (Шведов, 1961 табл. XXXIV фиг. 2.; Гор, 1965, табл. VIII, фиг. 1 и 3), к *R. derzavinii* (Глухова, 1989, табл. 7, фиг. 6–10). Судя по изображениям и описаниям в этот вид также можно включить экземпляры *R. derzavinii* (Дуранте, 1976, табл. LX, фиг. 4–7; Зимица, 1977, табл. XII, фиг. 1–4). Из состава *A. derzavinii* должны быть ис-

ключены, как отмечено выше, все экземпляры второй группы с иным строением оснований, ДЖ, морфологическим типом листьев. Это экземпляры, отнесенные ранее к *N. derzavinii* (Нейбург, 1948, табл. LV, фиг. 2, 3; Радченко и Шведов, 1940, табл. XI, фиг. 1 и 2; Мейен, 1966, табл. XXIX, фиг. 1, 2, 5, 6 и 9) и к *N. singularis* (Нейбург, 1965, табл. VII, фиг. 5). Кроме того, сюда не могут относиться крупные экземпляры, у которых отсутствуют или нет возможности определить тип ДЖ (Нейбург, 1948, табл. LIII, фиг. 2 и табл. LIV, фиг. 1; Шведов, 1961, табл. XXXV, фиг. 1–3).

Распространение. Кузнецкий бассейн: промежуточная – кемеровская свита; Печорский бассейн: верхневоркутская свита; Норильский район: верхняя часть шмидтинской свиты; Западный Таймыр: убойнинская свита; Южное Приморье, абрекская свита; Монголия, нижняя пермь.

2. *Alatoruflorea conspicua* sp. nov. Очертания и размеры листьев (табл. I, фиг. 1–2) аналогичны виду *A. derzavinii*. ДЖ очень узкие, рельефные и прямые, чуть крупнее типа *derzavinii*, по их краям иногда прослеживаются мелкие папиллы (табл. I, фиг. 3). Клетки нижней поверхности вытянутые, не орнаментированные, образуют прямые или слегка извилистые ряды. Жилки толстые, с нижней стороны выделяются слабо. Межжелобковые промежутки плоские, гофрированность наблюдается в верхних краевых частях листьев. По краю листьев наблюдается отчетливая кайма, отличающаяся другой структурой клеток.

От *A. derzavinii* (Neub.) S. Meyen данный вид отличается более резкими и прямыми ДЖ, отсутствием или слабой орнаментацией клеток нижней эпидермы, более редким жилкованием. От сходного кузбасского микроструктурного вида *R. remota* Gluch. отличается более мелкоклеточной структурой нижней поверхности. В Норильском районе *A. remota* Gluch. встречается стратиграфически выше и имеет остроугольные верхушки. С данным видом сближаются экземпляры, отнесенные ранее к *N. singularis* (Нейбург, 1965, табл. VIII, фиг. 4, табл. VII, фиг. 1, табл. VI, фиг. 4). и *Ruflorea cf. derzavinii* (Мейен, 1966, табл. XXIX, фиг. 4, 7–8). В Норильском районе вид распространен в далдыканской свите.

3. *Alatoruflorea curiosa* sp. nov. Размеры листьев вида крупнее *A. derzavinii* (табл. I, фиг. 5). ДЖ на фитолейме представляют собой очень узкие углубления (типа «*derzavinii*»), по краям которых прослеживается по ряду мелких более-менее плотно примыкающих друг к другу папилл (табл. I, фиг. 6). ДЖ приоткрываются, часто образуют петлевидную форму и выглядят неровными. На отпечатках ДЖ выглядят в виде очень узких островершинных валиков, местами уплощенных, несущих оттиски папилл. Клетки нижней эпидермы удлиненные, сильно орнаментированные, образуют неровные ряды. Количество папилл возрастает по направлению к ДЖ. Жилки с нижней стороны отчетливые, иногда выступают в виде сдвоенных тяжей.

От других аляторуфлорий державьенного облика этот вид отличается раскрывающимися ДЖ в виде петель, неровными рядами удлиненных клеток и их сильной орнаментацией, очень крупными размерами. С данным видом сближено основание крупного листа *N. singularis* (Нейбург, 1965, табл. VIII, фиг. 5), а также фрагменты крупных листьев, отнесенных к *N. derzavini* (Гор, 1965, табл. VIII, фиг. 4). В Норильском районе вид распространен в верхней части шмидтинской свиты.

4. *Alatoruflovia admiranda* sp. nov. ДЖ узкие, с 2–3 рядами по краям крупных папилл, типа *tuberculosa* (табл. I, фиг. 7–8). В основаниях ДЖ всегда узкие и резкие, по направлению к верхушкам прослеживаются по полоске крупных папилл. Клетки нижней эпидермы мелкие, более удлиненные поджилками, слабо орнаментированные.

Верхняя эпидерма сложена более крупными клетками по сравнению с нижней эпидермой. Межжелобковые промежутки обычно плоские. Жилки выглядят в виде двоянных тяжей. От *A. derzavini* отличается характерной полосой папилл вдоль ДЖ. От других аляторуфлорий с ДЖ типа *tuberculosa* отличается очертаниями и крупными размерами листьев, более густым жилкованием, более узкими ДЖ и более мелкими папиллами по краям ДЖ. С этим видом сближены изолированные основания крупных листьев, ранее включаемые в состав *N. singularis*

(Нейбург, 1965, табл. VIII, фиг. 1, 3, 3-а). В Норильском районе вид распространен в средней и верхней частях шмидтинской свиты.

Литература

1. Глухова Л.В. Микроструктура и стратиграфическое распространение руфлорий // Деп. ВИНТИ № 2467-В 89. Красноярск, 1989. 77 с.
2. Гор Ю.Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. Л.: Недра, 1965. 140 с.
3. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 280 с.
4. Зимица В.Г. Флора ранней и начала поздней перми Южного Приморья. М.: Наука, 1977. 127 с.
5. Мейен С.В. Кордаитовые верхнего палеозоя Северной Евразии. М.: Наука, 1966. 184 с.
6. Нейбург М.Ф. Верхнепалеозойская флора Кузнецкого бассейна. М.; Л.: АН СССР, 1948. 342 с.
7. Пороховниченко Л.Г. Классификация листьев ангарских кордаитантовых по морфологическим и микроструктурным признакам // Материалы коллоквиума. М.: ГЕОС, 2009. С. 19–23.
8. Радченко Г.П., Шведов Н.А. Верхнепалеозойская флора угленосных отложений западной части бассейна р. Нижней Тунгуски // Тр. Арктич. Науч.-иссл. ин-та. 1940. 140 с.
9. Шведов Н.А. Пермская флора Енисейско-Ленского края // Тр. Науч.-иссл. ин-та геол. Арктики. 1961. Т. 103. 151 с.

Объяснение к таблице

Фиг. 1. *Alatoruflovia conspiqua* sp. nov, экз. 720-Л/4. Морфологически целый лист, Норильский район, бассейн р. Фокиной, далдыканская свита.

Фиг. 2. То же, экз. 720-Л/1, X 2. Постепенно-суженное основание листа с равномерной каймой. Там же.

Фиг. 3. То же, экз. 190/5-6, X 25. Нижняя эпидерма с узкими ДЖ. Норильский район, Кайерканское месторождение, скв. У-190, гл. 334,0–337,0 м, далдыканская свита.

Фиг. 4. *Alatoruflovia derzavini* (Neub.) Rogokh., экз. 192/44, X 24. Отпечаток нижней эпидермы. Узкие ДЖ, густое жилкование, сильная орнаментация клеток папиллами. Кайерканское месторождение, скв. У-192, гл. 178,0–185,0 м, шмидтинская свита.

Фиг. 5. *Alatoruflovia curiosa* sp. nov, экз. 184/50-а. Верхушка крупного листа. Кайерканское месторождение, скв. У-184, гл. 181,4 м, верхняя часть шмидтинской свиты.

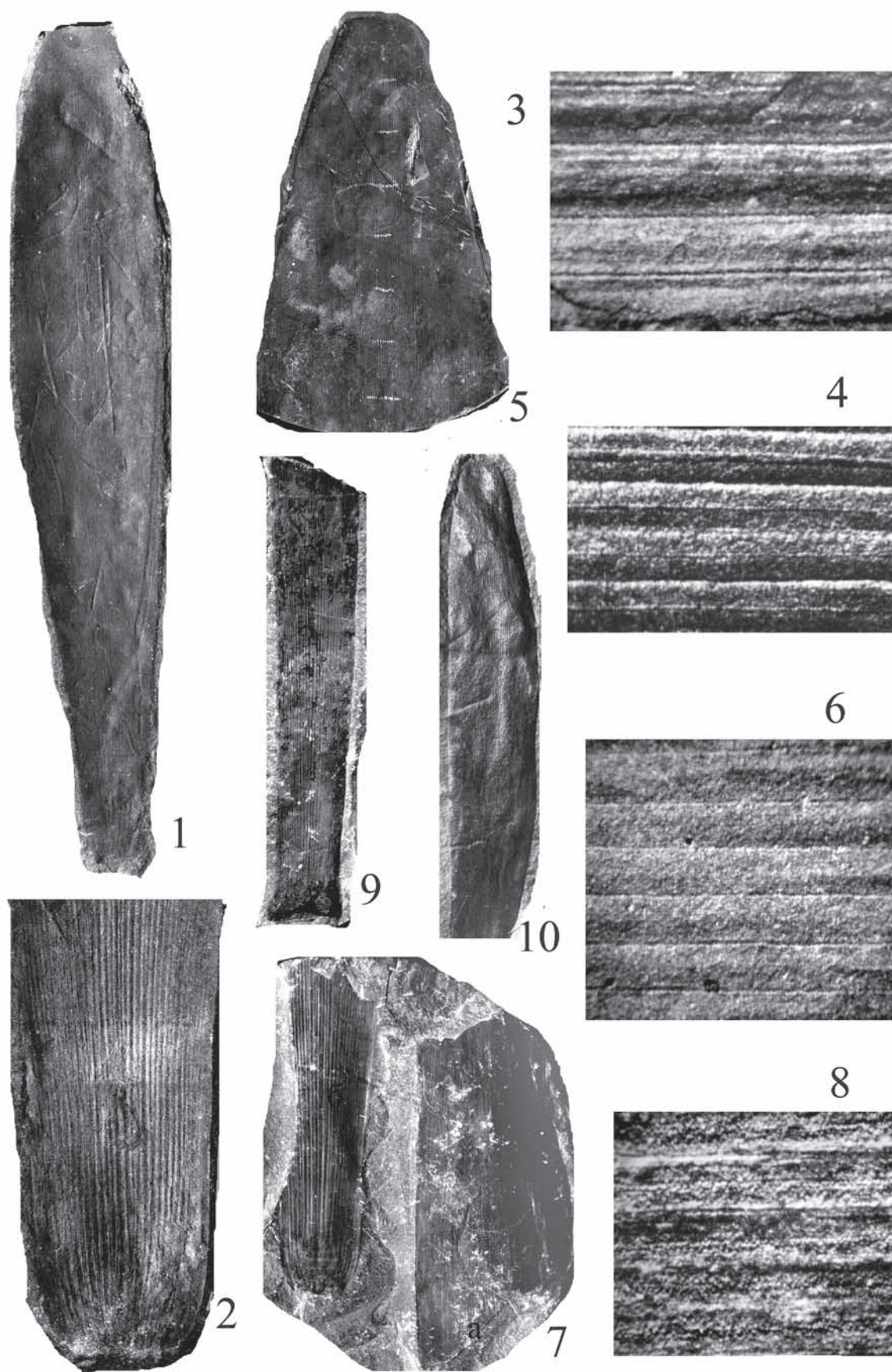
Фиг. 6. То же, экз. 348/25-б, X 20. Нижняя эпидерма. Узкие ДЖ с папиллами по краю, сильная орнаментация клеток. Кайерканское месторождение, скв. У-348, гл. 99,8–99,9 м, верхняя часть шмидтинской свиты.

Фиг. 7. *Alatoruflovia admiranda* sp. nov, 192/56-а. Голотип. Верхняя часть и основание листа. Кайерканское месторождение, скв. У-192, гл. 168,0–171,0 м, верхняя часть шмидтинской свиты.

Фиг. 8. Тот же экземпляр, X 20. Нижняя эпидерма голотипа. Узкие ДЖ с полоской папилл из 2–3 рядов по краям, жилки из двух тяжей, густое жилкование.

Фиг. 9. 166/31. Нижняя часть лентовидного листа аляторуфлории. Кайерканское месторождение, скв. У-166, гл. 186,0–188,0 м, шмидтинская свита.

Фиг. 10. Лентовидный лист аляторуфлории без основания, экз. 166/28-б. Там же.



МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕГАСПОР РОДА *CONTAGISPORITES* В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАВЛОВСКОГО КАРЬЕРА ВОРОНЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ (РОССИЯ)

М.Г. Раскатова¹, А.Л. Юрина²

¹ Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Род *Contagisporites* впервые выделен Б. Оуэнсом [10] в составе инфратурмы *Desogati*, субтурмы *Solutitriteles*. В состав рода включены радиальные, трилетные, камератные миоспоры с двухслойным строением экзины. Интэкина частично соединяется с экзоэкиной в области проксимальной поверхности и полностью разделяется в экваториальной зоне и в области дистальной поверхности. Щель разverzания отчетливая, сопровождается высокими губами и гребневидными курватурами. Контактные ареи гладкие, экзина внешней части проксимальной и дистальной поверхности несет конический и шиповатый орнамент. Типовым видом рода назван вид *C. optivus*, описанный Е.В. Чибриковой [6] в составе рода *Archaeozonotriteles*, установленный ею во франкских отложениях Башкирии и переописанный Б. Оуэнсом как вариант вида *C. optivus* (Tschibr.) var. *optivus* Owens. Другой вариант этого же вида, также описанный Е.В. Чибриковой [6] и переописанный Оуэнсом – *C. optivus* (Tschibr.) var. *vorobjevensis* Owens, первоначально установлен Чибриковой, как характерный таксон для живецких отложений. Возрастная принадлежность вариантов вида была указана Оуэнсом в интервале: средний девон и нижняя часть верхнего девона. Биологическая принадлежность миоспор не рассматривалась. Географическое распространение: Россия (Башкирия), Канада (о-ва Арктического Архипелага), Ливия.

М.В. Ошуркова [1] в фундаментальной работе, посвященной классификации дисперсных миоспор отнесла род *Contagisporites* в состав инфратурмы *Pseudosacciti*, субтурмы *Zonocavatitriteles*. Споры рода характеризуются наличием псевдомешка (монопсевдосаккатные споры) и приподнятой курватуры. Слои экзины разделяются в районе экватора и дистальной полусферы. Псевдомешок образуется экзоэкиной. Тонкая интэкина образует центральное тело. Скульптурные элементы аналогичны описанным Б. Оуэнсом. Стратиграфическое распространение – франкский ярус верхнего девона. М.В. Ошуркова не указывает ботаническую принадлежность миоспор рассматриваемого рода, хотя уже в работе Т. Филлипа с соавторами [11] мегаспоры рода *Contagisporites* извлекались из спорангиев трех видов археоптерисовых растений: *Archaeopteris halliana*, *A. macilenta*, *A. sp.* Для двух видов: *A. halliana* и *A. macilenta* мегаспоры, извлеченные из спорангиев, сопоставлялись с дисперсными миоспорами двух

родов: *Contagisporites* и *Biharisporites*. Размеры этих мегаспор варьировали в широком интервале от 170 до 469 мкм. К. Аллен [7], рассматривая мегаспоры археоптеридных (род *Archaeopteris*), пришел к выводу, что все они довольно близки и могут рассматриваться в единой последовательности изменчивости родов от *Biharisporites* к *Contagisporites* с вариациями развития курватур и толщины интэкины. О.П. Тельнова и Н.Р. Мейер-Меликян [5], изучая мегаспоры из спорангиев верхнедевонских археоптеридных, установили принадлежность их к роду *Archaeozonotriteles optivus* Tschibr., переописанному Б. Оуэнсом. Дж. Маршалл [9] изучал развитие и морфологические изменения дисперсных миоспор рода *Contagisporites* от «ранних форм», характеризующихся отсутствием четких курватур, что он связывал с недостаточным их развитием, до типичных форм рода. В свою очередь «ранние формы», у которых курватуры редуцированы и представлены складками, Маршалл сравнивал с продвинутыми формами рода *Rhabdosporites*. Общность морфологических черт видов рода *Contagisporites* и *Rhabdosporites* рассматривал еще Б. Оуэнс [10], включивший в синонимику рода *Contagisporites* род *Rhabdosporites cuvillieri* Taugourdeau-Lantz, характеризующийся хорошо развитыми курватурами.

Нами [3, 4, 12] изучались как дисперсные так и инситные миоспоры рода *Contagisporites* из девонских отложений Воронежской области. В настоящем исследовании рассматриваются особенности морфологических изменений дисперсных и инситных мегаспор рода из отложений ардаговского и ястребовского горизонтов Павловского карьера (рис. 1). Прослежено изменение типа и характера расположения скульптуры экзины и степень выраженности курватур у различных экземпляров вариантов рода *Contagisporites*. Миоспоры, отнесенные к варианту *C. optivus* (Tschibr.) var. *vorobjevensis* Owens (табл. I, фиг. 6), встреченные в отложениях ардаговского горизонта (рис. 1, обн. 2, 3, флороносные прослой I, II и углистый прослой) в спорангиях не установлены. Миоспоры, отнесенные к другому варианту – *C. optivus* (Tschibr.) var. *optivus* Owens, из ястребовских отложений (рис. 1, обн. 2, 3, флороносный прослой III), изучены как на примере дисперсного материала, из разрозненных спорангиев, ботаническая принадлежность которых не установлена [12], так и из спорангиев растения *Tanaitis furcivasta* Krassilov, M. Rask. et Istch. [8], обнаруженного в флороносном

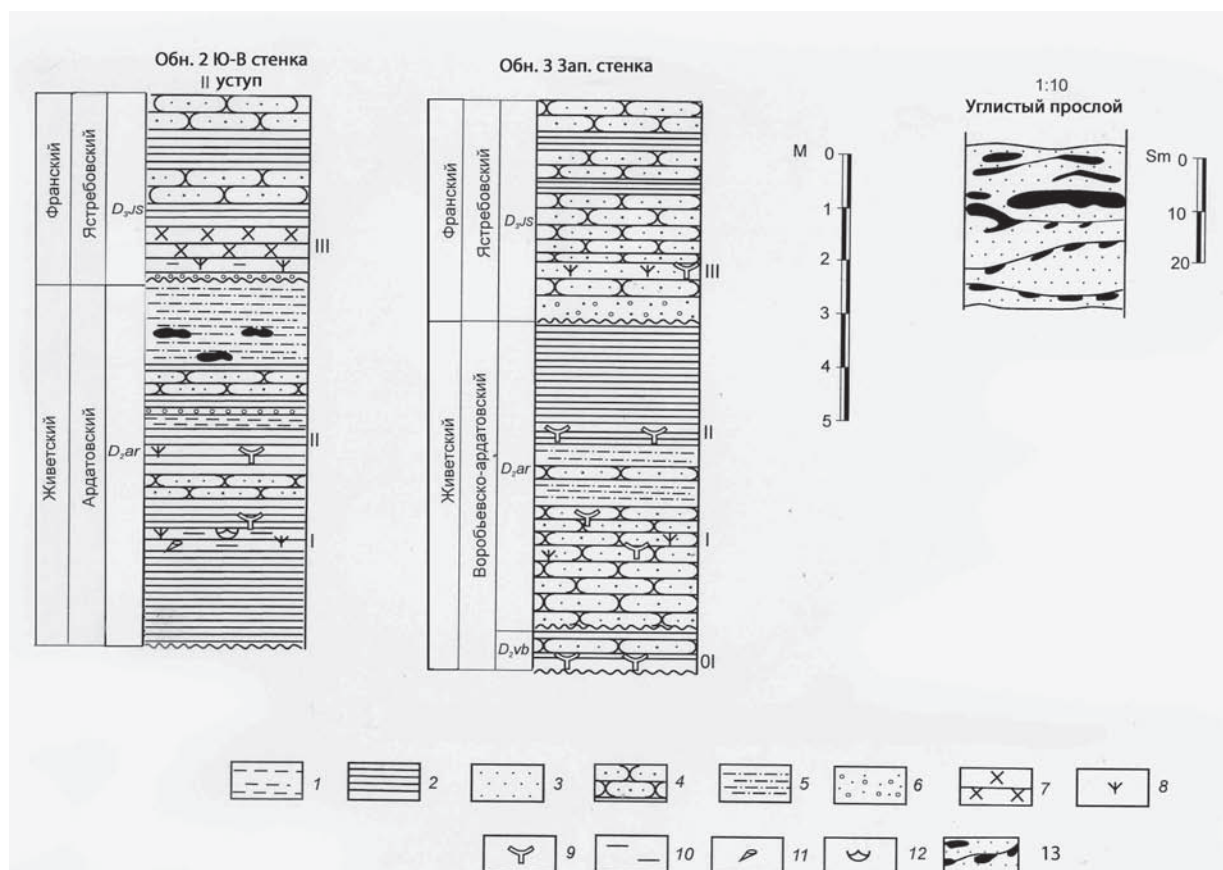


Рис. 1. Разрезы средне-верхнедевонских отложений Павловского карьера: 1 – глины; 2 – аргиллиты; 3 – пески; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – гравелиты; 7 – туфопесчаники; 8 – растительные остатки; 9 – водорослевые остатки; 10 – углистое вещество; 11 – кораллы; 12 – брахиоподы; 13 – углефицированные остатки

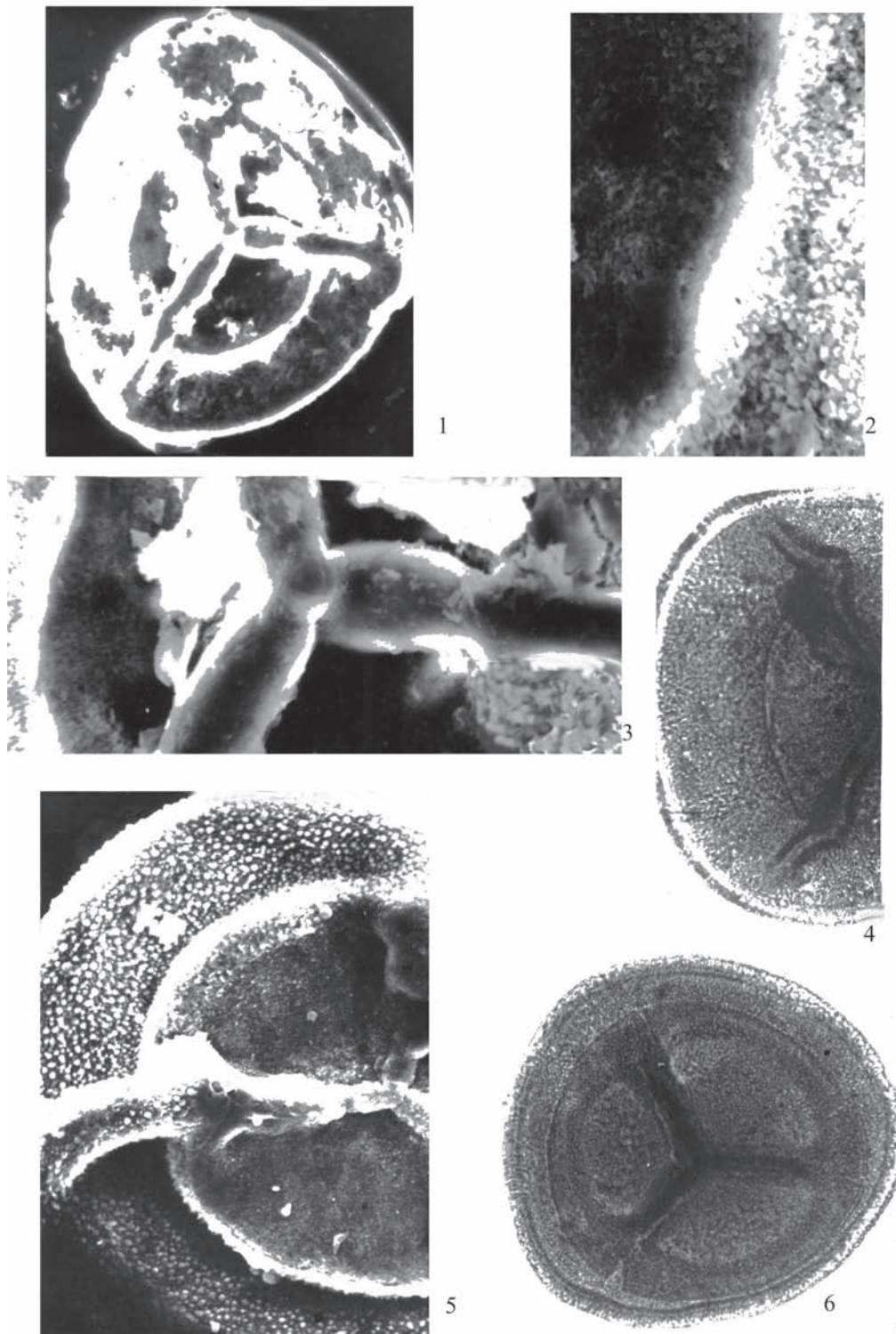
прослое ястребовского горизонта верхнего девона и отнесенного к археоптеридным. Из спорангиев этого растения были выделены мегаспоры диаметром 200–350 мкм, первоначально отнесенные М.Г. Раскатовой к роду *Biharisporites*. Впоследствии эти мегаспоры были отнесены ею к роду *Contagisporites* [2] (табл. I, фиг. 5).

В работе, посвященной изучению содержания разрозненных спорангиев [11] из верхнедевонских отложений Павловского карьера, мегаспоры размером 300–500 мкм сопоставлялись с дисперсными миоспорами рода *Biharisporites*. От мегаспор, выделенных из спорангиев *Tanaitis furcihasta*, они отличались отсутствием курватур, простой неутолщенной щелью разверзания и иной скульптурой экзины, характеризующейся развитием многоступенчатых бугров, вершины которых венчались мелкими округлыми бородавками. На следующем этапе изучения мегаспоры из спорангиев сопоставлялись с дисперсными миоспорами, выделенными из флороносных прослоев (III) ястребовских отложений. Как сообщалось в предыдущих исследованиях [2] на материале одного мегаспорангия можно проследить вариацию морфологических признаков у двух мегаспор, выраженную в отличии характера и степени утолщения экзины в

зоне обрамления щели разверзания в месте пересечения курватур. Такую же вариацию морфологических признаков мы наблюдаем у дисперсных миоспор *Contagisporites optivus* var. *optivus* из одновозрастного флороносного прослоя в котором было обнаружено растение *Tanaitis*.

Две мегаспоры демонстрируют отличия в размерах и форме внутреннего тела (табл. I, фиг. 1, 4), характере скульптуры приэкваториальной части проксимальной стороны (табл. I, фиг. 2, 3), степени развития складок экзины, обрамляющих лучи щели разверзания, степени развития курватур (табл. I, фиг. 1, 3, 4).

Основываясь на многочисленных данных по изучению морфологии мегаспор рода *Contagisporites* из живетских и франских отложений девона можно сделать вывод о том, что вариации мегаспор данного рода охватывают видовые признаки, а в рядах рассматриваемых дисперсных миоспор эти изменения охватывают признаки в пределах вариететов. Учитывая близкую ботаническую принадлежность установленных инситных мегаспор и случаи усложнения морфологии в пределах одного спорангия, данные вариации могут укладываться в единую схему созревания мегаспор.



Объяснение к таблице

Фиг. 1–3. Дисперсная миоспора *Contagisporites optivus* (Tschibr.) var. *optivus* Owens.: 1 – проксимальная сторона, СЭМ $\times 300$, ВГУ, №11/12; 2, 3 – фрагменты миоспоры: 2 – центральная часть высоко обрамленной щели разверзания, СЭМ, $\times 1200$; 3 – скульптура экзины проксимальной части, СЭМ, $\times 1600$; ястребовский горизонт.

Фиг. 4. Фрагмент дисперсной миоспоры *Contagisporites optivus* (Tschibr.) var. *optivus* Owens, $\times 400$, ВГУ, № 17/92; ястребовский горизонт.

Фиг. 5. *Tanaitis furcihasta* Krassilov, M. Rask. et Istch. Мегаспора из мегаспорангия растения, проксимальная сторона, СЭМ, $\times 400$, ВГУ; ястребовский горизонт.

Фиг. 6. Дисперсная миоспора *Contagisporites optivus* (Tschibr.) var. *vorobjevensis* Owen, проксимальная сторона, СЭМ, $\times 400$, ВГУ, № 3/90; ардатовский горизонт.

Павловский карьер, Воронежская область.

Литература

1. Ошуркова М.В. Морфология, классификация и описания форма – родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 377 с.
2. Раскатова М.Г. Tapaítis (археоптеридные) и дисперсные миоспоры зоны *Contagisporites optivus-Spelaotriletes krestovnikovii* // Сборник статей IX Междунар. палинолог. конгресса в Хьюстоне: Палинология в России. М., 1995. Ч. 1. С. 60–69.
3. Раскатова М.Г. Миоспоровая зональность средне-верхнедевонских отложений юго-восточной части Воронежской антеклизы (Павловский карьер) // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геологическая. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2004. № 2. С. 89–98.
4. Раскатова М.Г., Юрина А.Л. Вариации мегаспор рода *Contagisporites* в среднем-верхнем девоне Павловского карьера Воронежской области // Сборник науч. тр. XII Всерос. палинолог. конф. М.: ВНИГРИ. 2008. С. 82–86.
5. Тельнова О.П., Мейер-Меликян Н.Р. Споры пограничных отложений девона и карбона Тимано-Печорской провинции. СПб.: Наука, 1993. 77 с.
6. Чибрикова Е.В. Споры из девонских и более древних отложений Башкирии и Западного склона Южного Урала // Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 116 с.
7. Allen K. C. A review of *in situ* Late Silurian and Devonian spores // Rev. Palaeobot. Palynol. 1980. Vol. 29. P. 253–270.
8. Krassilov V.A., Raskatova M.G., Istchenko A.A. A new archaeopteridalean plant from the Devonian of Pavlovsk, USSR // Rev. Palaeobot. Palynol. 1987. Vol. 53. P. 163–173.
9. Marshall J.E.A. *Rhabdosporites langii*, *Geminospora lemura* and *Contagisporites optivus*: an origin of heterospory within the progymnosperms // Rev. Palaeobot. Palynol. 1996. Vol. 93. P. 159–189.
10. Owens B. Miospores from the Middle and Early Upper Devonian rocks of the Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago // Geol. Surv. Can. 1971. Vol. 70–38. 157 p.
11. Phillips T.L., Andrews H.N., Gensel P.G. Two heterosporous of *Archaeopteris* from the Upper Devonian of West Virginia // Paleontographica. 1972. B. 139. P. 47–41.
12. Raskatova M.G. Late Devonian micro- and magasporites from dispersed sporangia // Palaeont. Jour. 2000. Vol. 34, sup. 1. P. 526–528.

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ
(ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ)**

С.А. Решетова¹, А.Б. Птицын¹, А.В. Дарьин², И.А. Калугин², V. Panizzo³

¹ Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

³ Environmental Change Research Centre, Department of Geography, University College, London

В результате многолетних исследований проблемы изменения климата в период последнего оледенения и голоцена получен детальный материал по палеогеографии озёрных и торфяных отложений территории Прибайкалья [1–3], Западного Забайкалья [11] и Монголии [5]. Озёра Восточного Забайкалья представляют интерес для выявления региональных природно-климатических флуктуаций и сравнения их с палеореконструкциями смежных регионов.

Озеро Арахлей находится на крайней восточной периферии Байкальского бассейна в южной части Витимского плоскогорья и входит в систему Ивано-Арахлейских озёр, расположенных на водоразделе Ленского и Ангаро-Енисейского бассейнов. Оно расположено в 70 км от г. Чита на высоте 965 м над ур. м., в тектонической мульде мезо-кайнозойского возраста (Беклемишевская котловина). Для территории характерен среднегорный и плоскогорный рельеф с плавными очертаниями водораздельных гребней и куполообразными вершинами с неглубокими долинами и густой сетью распадков. Рельеф днища ровный. Озеро является самым глубоководным (максимальная глубина – 17 м, средняя – 10,4 м) и крупным водоемом в системе Ивано-Арахлейских озёр, площадь зеркала

озера – 58 км². Трофический тип – мезотрофный. Речной приток составляет 47,5%, остальное – атмосферные осадки. При этом в расходной части водного баланса преобладает испарение (80%) и только 20% – жидкий сток. Последнее обстоятельство позволяет предполагать высокую чувствительность водного баланса и связанного с ним осадконакопления в озере к изменениям климата, особенно летней температуры и количества осадков.

Климат в районе оз. Арахлей резко континентальный с разбросом сезонных температур от –19,3° (октябрь–март) до +12,7° (апрель–сентябрь), условия в определенной мере обусловлены горным характером рельефа. Величина суммарной солнечной радиации 100–110 ккал/см² год. По данным метеостанции Чита, за 1889–1991 гг. годовая сумма осадков составляет 212–551 мм, среднее – 343 мм, причем их основная доля (80–90%) приходится на теплый период (июль–август) [6, 7]. В целом климат здесь более благоприятный по сравнению с другими районами Витимского плоскогорья. Атмосферная циркуляция представлена сложным взаимодействием холодных арктических и тёплых с Тихого океана и Внутренней Монголии воздушных масс [10].

Согласно схеме ботанико-географического районирования Байкальской Сибири рассматриваемая территория принадлежит к Евразийской хвойно-лесной области, Восточно-Сибирской подобласти светлохвойных лесов [8]. Зональным типом ландшафта рассматриваемого региона является бореальный (таёжный). Лесная растительность покрывает более 40% территории. Доминируют лиственные леса из лиственницы Гмелина. Небольшие по площади территории заняты сосновыми лесами. Незначительно представлены берёзовые леса [6].

Резкоконтинентальный климат района, мерзлотные почвы, умеренная влажность способствуют распространению лиственных лесов. По берегам озёр распространены луговые мезоксерофильные степи. Лугово-болотная растительность встречается на участках, непосредственно прилегающих к озёрам и руслам рек. Кустарниковая растительность из ивы и кустарниковой берёзы встречается на пологих склонах и вдоль речных русел. Естественное разнообразие природных комплексов: озёра, горы, леса и луга, обуславливают ландшафтное разнообразие территории с мозаичностью и пестротой ландшафтов.

Исследование субрецентных спектров почвенных проб побережья и донных осадков озера позволило установить определённые закономерности их формирования и степень адекватности их составу современной растительности [9]. Почвенные спектры вокруг озера часто отражают локальную растительность места отбора пробы и характеризуются повышенным участием в них пыльцы сосны, а некоторые – значительным количеством пыльцы лиственницы. Присутствие единичных зёрен пыльцы темнохвойных растений пихты и ели отражают существование ландшафтов с их участием в водораздельной части хребтов. В целом субрецентные спектры донных осадков озера достаточно интегральны, что позволяет восстановить общие закономерности смен типов растительности по палеоспектрам в масштабе зонального типа ландшафтов.

Керн донных осадков длиной 1,6 м с ненарушенной последовательностью слоёв был отобран в центральной части озера с глубины 15 м в точке с координатами N 52012 44,2», E 1120 53 16,8». Извлеченный осадок представлял собой сильно обводненный внешне однородный глинистый-органогенный карбонатсодержащий ил черно-зеленого цвета.

Палинологическому анализу подвергался каждый третий сантиметровый интервал, а с глубины 0,45 м – каждый пятый.

В результате исследований установлено, что нижняя часть отложений интервала 160–145 см накопилась в холодных условиях древнего голоцена (Dr_3) (Нейштадт, 1983), о чём свидетельствует радиоуглеродная дата 11110 ± 60 ВР. В то время в регионе были распространены редколесья из лиственницы и ели. Значительные площади были заняты кустарниками из душикии, ивы и кустарниковых берёз. Среди тра-

вянистой растительности господствовали луговые и лугово-болотные сообщества из осоково-злаковых и лютиковых сообществ. Широкое развитие горно-тундровой растительности в древнем голоцене из кустарниковых берёз и душикии в условиях распространения многолетней мерзлоты отмечено в это время в Прибайкалье [1, 3]. Растительность типа лесотундры или холодной лесостепи существовала в Бурятии в интервале 10 600–10 000 л.н. [11].

Осадки в интервале 145–130 см накапливались в условиях улучшения климата пребореального периода голоцена. В спектрах уменьшилось количество пыльцы кустарниковых растений и возросло число пыльцы древесной берёзы. Резко снизилось обилие пыльцы душикии, появились единичные зёрна пыльца сосны и кедра. В регионе распространились лиственнично-берёзовые леса. Ель по-прежнему занимала незначительные площади в составе растительности. В подлеске лиственных пород появилась ольха. В травяном покрове усилилась роль маревопольных сообществ. В интервале 130–120 см в спектрах установлена пыльца пихты и ильма. Появление пыльцы пихты отражает направленную тенденцию к смягчению климата в начале бореального времени.

Интервал отложений 120–105 см характеризуется спектрами, в которых наблюдается значительное количество пыльцы ели и кедра. Увеличивается обилие пыльца сосны и лиственницы. Реконструируются таёжные ландшафты из ели, кедра, лиственницы и сосны. Распространение темнохвойных формаций в раннем голоцене, в которых значительную роль играли ели, отмечено для многих районов умеренного пояса Евразии. Также в спектрах осадков этого интервала повышается обилие ценобиев зелёных водорослей (*Pediastrum*), экземпляры которых отмечены по всему разрезу колонки донных отложений. Обычно на стадии лабораторной обработки проб к палинологическому анализу при использовании соляной и плавиковой кислот происходит растворение захоронённых остатков альгофлоры, оболочки которой состоят из кремния, как, например, у диатомовых водорослей или кальцита, как у харовых. В составе оболочек *Pediastrum*, как в оболочках пыльцы и спор, присутствует спорополленин, позволяя им прекрасно сохраняться в фоссильном состоянии и противостоять агрессивным кислотам [4]. Зелёные водоросли являются организмами, которые чутко реагируют на все изменения в водной среде и обязательно на температурный режим воды. При прогреве воды до 15° происходит их активное расселение в водоёме. Расширение еловых и кедровых лесов во флоре наземной растительности региона и активное расселение альгофлоры в озере указывает на возросшее увлажнение и потепление.

Спектры интервала 105–90 см свидетельствуют о снижении роли еловых и кедровых ассоциаций в составе растительности и увеличении роли берёзовых лесов с участием ольхи. Переход к этому периоду

отмечен обильным участием гидрофитной растительности и зелёных водорослей, характеризуя самые оптимальные условия тепло- и влагообеспеченности региона исследований, что позволяет рассматривать этот период в пределах первой половины атлантического периода среднего голоцена.

Спектры, полученные из осадков интервала 90–70 см, показывают, что в составе растительности продолжилось дальнейшее уменьшение еловых и кедровых ассоциаций и расширение площадей берёзово-лиственничных лесов с расширением разнотравно-полюнных группировок.

Палинологические данные в интервале 70–55 см свидетельствуют о смене берёзово-лиственничных лесов на сосново-лиственничные.

Интервал 55–0 см характеризуется спектрами с абсолютным господством пыльцы сосны, свидетельствующим о повышении континентальности климата и уменьшении количества атмосферных осадков. На протяжении суббореального периода (4380±40 ВР) произошло становление ландшафтов, близких к современным, ведущая роль в которых принадлежала светлохвойной таёжной растительности из сосны и лиственницы.

Палинологическая запись донных осадков оз. Арахлей и радиоуглеродное датирование методом AMS ¹⁴C позволило выделить основные рубежи смены палеорастительности центральной части Восточного Забайкалья на протяжении всего голоцена и рассматривать их в структуре общенаправленных климатических изменений смежных регионов.

Как показал палинологический анализ, в холодный период Молодого Дриаса в исследованном регионе в структуре растительности господствовали лесотундровые ландшафты из лиственницы и ели, значительные площади были заняты ерниковыми сообществами душекии и кустарниковых берёз. В бореальный период господство перешло к лесным лиственнично-берёзовым формациям. Ель по-прежнему занимала незначительные площади в составе растительности, хотя доля её участия была в то время уже выше по сравнению с современной. Бореальный период характеризуется максимальным развитием таёжных ландшафтов из ели и кедра за весь период голоцена.

В атлантическом периоде господство перешло к берёзовым лесам с участием ольхи. В составе фитоценозов произошло снижение участия елово-кедровой составляющей. В суббореальном и субатлантическом периодах голоцена в условиях резко-континентального климата произошло становление светлохвойного таёжного комплекса ландшафтов из сосны и лиственницы.

Литература

1. Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья и Забайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука, 1999. 128 с.
2. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Абзаева А.А. и др. Ландшафты и климат Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований торфяников // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 21–33.
3. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х. и др. Озеро Котокель – опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 248–253.
4. Вассер С.П., Кондратьева Н.В., Масюк Н.П. и др. Водоросли: Справочник. Киев: Наукова Думка, 1989. 608 с.
5. Дорофеюк Н.И. Реконструкция природных условий Внутренней Азии в позднеледниковье и голоцене (по материалам диатомового и палинологического анализов озёрных осадков Монголии): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2008. 49 с.
6. Ивано-Арахлейский заказник: природно-ресурсный потенциал территории. Чита: Поиск, 2002. 232 с.
7. Нейштадт М.И. К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. Т. 1. С. 103–108.
8. Пешкова Г.А. Растительность Сибири (Предбайкалье и Забайкалье). Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.
9. Решетова С.А. Особенности состава субфоссильных спорово-пыльцевых спектров почв и донных осадков озера Арахлей (Забайкалье) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 503–505.
10. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966–1968. Вып. 23, ч. I–IV.
11. Тарасов П.Е., Дорофеюк Н.И., Виннер П.Б. Динамика растительности Бурятии в голоцене по данным пыльцевого и радиоуглеродного анализов озёрных отложений // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 108–117.

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ В ОЛИГОЦЕНЕ И МИОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И КАРПОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское, Россия

В 1989 г. поперек Курайской котловины в направлении от с. Курай на выход долины р. Тюте из

Северо-Чуйского хребта было пробурено 4 картировочные скважины. Полная мощность кайнозойских

отложений, вскрытых ими, изменяется от 304 м в центре котловины до 487 м в 2 км от подножия Северо-Чуйского хребта. Из керна этих скважин нами было отобрано 159 образцов на комплексный (палинологический, карпологический и микрофаунистический) анализ. Определения спор и пыльцы выполнила А.С. Тресвятская, семян и плодов – Е.А. Пономарева, остракод – И.И. Тетерина. Верхняя (плейстоценовая) часть разреза мощностью от 27 м в центре котловины (скв. 12) до 296 м у подножия Северо-Чуйского хребта (скв. 13) не содержит определенных органических остатков. Определения фауны остракод из отложений туерькской свиты, вскрытых этими скважинами, были ранее опубликованы И.И. Тетериной [1], а результаты палинологических и карпологических определений до сих пор не публиковались.

Наиболее интересные и представительные спорово-пыльцевые спектры и палеокарпологические комплексы выделены по скв. 14 глубиной 461 м из отложений кошагачской (инт. 461–306,4 м) и туерькской (инт. 306,4–176 м) свит, из которых было отобрано 52 образца.

Из нижней части разреза (инт. 461–427 м), представленного галечно-гравийно-песчанистыми отложениями, сцементированными зеленовато-серой глиной, выделены схожие палиноспектры. В них доминирует пыльца голосеменных, в основном различных видов сосен – *Pinus* п/р *Haploxyylon*, *Pinus* п/р *Diploxyylon*, *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica* с заметным участием различных видов тсуги – *Tsuga diversifolia*, *Tsuga canadensis*, *Tsuga* sp. В небольшом количестве встречается пыльца хвойных, ели, незначительно – гинкговых и ногоплодниковых. Присутствует и пыльца мелколиственной флоры – березы, ольхи, вересковых, в равной степени с представителями теплолюбивой широколиственной тургайской флоры – *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carya*, *Corylus*. Травянистые представлены пылью эфедры, лебедовых, гречишных и сложноцветных. В этом интервале палиноспектры отражают развитие тсугово-сосновых лесов с примесью березы, вяза, дуба, липы и др.

Вверх по разрезу до глубины 366,4 м идет переслаивание темно-серых песчаных глин, серых грубозернистых песков, зеленых и темно-серых глин, и зеленовато-серых алевроитовых глин, из которых также выделены одинаковые палиноспектры другого состава. В них доминирует уже пыльца покрытосеменных, а основной фон составляет пыльца вересковых с незначительным участием березы и эфедры. Среди пыльцы голосеменных по-прежнему преобладают различные виды сосен и тсуги; незначительно содержание пыльцы хвойных и ели, а также *Taxodium* и *Glyptostrobus*. Споры представлены плаунами и папоротниками. В инт. 427–366,4 м палиноспектры отражают развитие разреженных тсугово-сосновых лесов и вересковых зарослей.

В интервале 391–368,7 м выделены палеокарпологические комплексы, восстанавливающие водную и

лесную растительность. Водная флора представлена в основном видами рода *Potamogeton*, среди которых наиболее характерными являются *Potamogeton corticosus* Nikit., *Potamogeton decipiens* V. Nikit., а также *Sagisma turgida* Nikit. и *Salvinia salebrosa* R. Sobol. Отмечаются болотные растения *Scirpus wichurae* Bckl., *Scirpus szaferi* Nikit., впервые появляющиеся в олигоцене. В состав семенной флоры этого интервала входят и древесные – *Tsuga* sp., *Fagus* sp., *Picea* sp., *Dierwillia tertiaria* V. Nikit., *Betula decipiens* Dorof., *Betula tertiaria* V. Nikit. Семенная флора этого интервала отражает развитие в Курайской котловине долинных лесов, представляющих собой обедненный вариант тургайской флоры, с участием осоковых болот по берегам водоемов и рдестовых ассоциаций в самих водоемах (озерах, реках и старицах).

В целом, по палинологическим и карпологическим данным, нижняя часть разреза (инт. 461–366,4 м) относится к олигоцену.

Вверх по разрезу (366,4–361 м) в темно-серой песчаной глине доминирует пыльца голосеменных: преобладает пыльца хвойных, меньше сосны и незначительно тсуги. Встречена пыльца *Glyptostrobus* и *Ginkgoaceae*. В незначительном количестве обнаружена пыльца березы, вересковых, и широколиственных теплолюбивых – *Pterocarya*, *Tilia*, *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus miocenica*, а также единичная пыльца *Abietipites antiquus* Wodehouse. Пыльца травянистых растений представлена водно-болотными формами: больше ежеголовника, меньше осоковых; и мезоксерофитами – эфедрой и василистником. В этом интервале палинокомплекс отражает сосново-хвойные леса с примесью тсуги и лиственных пород и водно-болотные ассоциации.

В инт. 358,7–357,3 м из серых глинистых тонкозернистых песков и глин выделено незначительное количество пыльцы, которая в основном принадлежит различным видам сосен, меньше ели, хвойных и незначительно тсуги. Среди покрытосеменных растений больше пыльцы вересковых, меньше осоковых, полыни, кипрейных и лебедовых.

В инт. 357,3–323,9 м идет переслаивание серых, темно- и коричневатых-серых глин, глинистых тонкозернистых песков и алевроитовых глин с примесью песка и гравия. Из них выделены палиноспектры, в которых доминирует пыльца голосеменных. Преобладает пыльца *Pinus* п/р *Diploxyylon*, *Pinus* п/р *Haploxyylon*, меньше *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*. По-прежнему в незначительном количестве присутствует пыльца *Taxodium*, *Ginkgo* и пыльца широколиственных теплолюбивых – *Juglans*, *Corylus*, *Ulmus*. Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы березы. Пыльца травянистых немногочисленна и представлена водно-болотными видами – ежеголовником, осоковыми – и мезоксерофитами – гречишными, лебедовыми, эфедрой. В этом интервале палиноспектры отражают березово-сосновые леса с незначительной примесью теплолюбивых. Травяной покров на склонах

гор был представлен мезоксерофитными, а по берегам водоема – водно-болотными ассоциациями.

В инт. 323,9–306 м идет переслаивание серых, зеленовато- и темно-серых и серо-коричневых глин, песчаных и алевритистых глин. В выявленных палиноспектрах по-прежнему доминируют голосеменные, но в их составе наблюдается перераспределение. Преобладающей становится пыльца ели, а сосны и пихты значительно меньше. В незначительном количестве обнаружена пыльца экзотов – *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Podocarpus*. Среди пыльцы покрытосеменных заметно преобладает береза, меньше ольхи. Отмечены и тургайские теплолюбы – *Corylus*, *Comptonia*, *Juglans polyporata*, *Juglans*, *Carpinus*, *Tilia*, *Quercus*, *Ulmus*. Следует отметить, что в интервалах 320–318,6 м, 316,4–315,2 м и 314,6–311 м количество пыльцы сосны вновь увеличивается. Пыльца травянистых растений немногочисленна. Отмечены мезоксерофиты: лебедовые, эфедра, злаковые, сложноцветные; и пыльца водно-болотных растений: ежеголовник, частуха, осоковые. Следовательно, при формировании отложений этого интервала чередовались еловые и елово-сосновые леса с примесью березы и тургайских реликтов.

Палеокарпологические комплексы из интервала 366,4–306 м практически те же самые, что и в предыдущем интервале (461–366,4 м). Однако из керна скважины 13 на этом уровне выделена несколько иная семенная флора, в состав которой входят: *Potamogeton laceratus* V. Nikit., *Potamogeton* aff. *auriculatus* V. Nikit., *Potamogeton tymensis* G. Bal., *Potamogeton filiformis* Pers., *Sparganium multiculare* R. et Ch., *Sparganium tomskianum* Dorof., *Cleome* cf. *macrosperma* V. Nikit., *Cleome rugosa* (E.M. Held.) Dorof., *Ranunculus* aff. *sceleratoides* Nikit., *Hartziella miocenica* Szafer., *Hartziella* sp., *Caldesia proventitia* Nikit., *Ceratophyllum* cf. *demersum* L., отражающая прибрежную часть обширного теплого солоноватого палеоводоема.

По палинологическим и карпологическим данным, эта часть разреза (инт. 366,4–306 м), вскрытая скважиной 14 и характеризующая верхнюю часть кошагачской свиты, отнесена к олигоцену – миоцену.

В инт. 306–259 м нижняя часть туерьской свиты представлена серыми слабопесчанистыми глинами, не содержащими спор и пыльцы. Ископаемые семена здесь представлены различными видами рдестов: *Potamogeton lucens* L., *Potamogeton tymensis* G. Bal., *Potamogeton pectinatus* L., *Potamogeton perfoliatus* L., *Potamogeton* sp. и *Hartziella miocenica* Szafer. Эта часть разреза отнесена к раннему миоцену.

В инт. 259–200 м, состоящем из серых алевритистых, мергелистых и известковистых глин с примесью песка и прослоем мергеля, выделены палиноспектры, в которых пыльца голосеменных и покрытосеменных представлена в одинаковом количестве. Среди голосеменных преобладает пыльца сосны, меньше – ели и тсуги. Среди мелколиственных больше пыльцы березы и меньше ольхи. Разнообраз-

на пыльца травянистых. Основной фон представлен пылью мезоксерофитов, в основном лебедовых, меньше полыни, сложноцветных, эфедры, злаковых, зонтичных, гвоздичных, гречишных. Водно-болотные представлены пылью урути, ежеголовника и осоковых. При формировании этого интервала произрастали прибрежные елово-тсугово-сосновые леса с примесью березы.

Ископаемые семена по-прежнему представлены различными водными и водно-болотными растениями – *Potamogeton* cf. *friesii* Ruper., *Potamogeton pectinatus* L., *Potamogeton perfoliatus* L., *Potamogeton decipiens* V. Nikit., *Salvinia salebrosa* R. Sobol., *Caulinia lanceolata* C. et E.M. Reid., *Scirpus lacustris* L., *Scirpus tertarius* Dorof., *Scirpus palibinii* Nikit., *Scirpus szaferi* Nikit., *Damasonium minimum* Nikit., *Ranunculus sceleratoides* Nikit., а также оогониями водорослей *Chara* sp., *Nitella* sp. Древесные формы встречаются единично и представлены хвойными (*Sequoia* sp.) и широколиственными (*Fagus* sp.), произраставшими по берегам теплого озера.

Отложения этого интервала отнесены к среднему миоцену.

В инт. 200–176 м, сложенном серыми, светло- и голубовато-серыми глинами и известковыми глинами, для спорово-пыльцевых спектров вновь характерно доминирование пыльцы голосеменных. Основной фон составляет пыльца ели, сосны и тсуги, меньше – пихты. Впервые появляется единичная пыльца лиственницы. Отмечается единичная пыльца хвойных экзотов – *Taxodium*, *Ginkgo*, *Glyptostrobus* и широколиственных теплолюбов – *Ulmus*, *Tilia*, *Carya*. Значение пыльцы покрытосеменных невелико – береза и вересковые. Пыльца травянистых также малочисленна и принадлежит лебедовым, сложноцветным, эфедре, зонтичным. В это время произрастали сосново-еловые леса с незначительной примесью тсуги и широколиственных тургайских теплолюбов.

Семенная флора резко отличается от предыдущих интервалов: *Caulinia foveolata* A. Br., *Caulinia* ex gr. *bogoljubovii* Sukacz., *Caulinia reticulata* Dorof., *Caulinia graminea* Del., *Caulinia lanceolata* C. et E.M. Reid., *Caulinia* aff. *tenuissima* A. Br., *Caulinia* sp., *Najas* sp., *Potamogeton carinatus* V. Nikit., *Scirpus* sp., *Ranunculus sceleratoides* Nikit.

Отложения этого интервала относятся к позднему миоцену, а возможно, и к позднему миоцену – раннему плиоцену.

Таким образом, на протяжении олигоцена и миоцена в условиях теплоумеренного климата Курайскую котловину занимало крупное теплое и солоноватое озеро, а по берегам и на склонах были развиты преимущественно хвойные леса. Во время формирования нижней (олигоценовой) части разреза (инт. 461–427 м) в котловине и на склонах произрастали тсугово-сосновые леса с примесью березы и широколиственной тургайской флоры. Позднее происходит смена ландшафтов, развиваются вересковые заросли

и разреженные тсугово-сосновые леса (время формирования отложений интервала 427–366,4 м).

В олигоцен-миоценовое время появляются сосново-пихтовые леса, которые сменяются сосново-березовыми, а затем березово-сосновыми. В свою очередь их сменяют еловые, а затем елово-сосновые леса (время формирования отложений интервала 366,4–259 м). Постоянно по всему интервалу присутствует пыльца тсуги, хвойных экзотов и широколиственной тургайской флоры.

В среднем миоцене в котловине произрастали елово-тсугово-сосновые леса с примесью березы, хвойных экзотов и широколиственных реликтов, а в позднем миоцене и, возможно, в раннем плиоцене –

сосново-еловые леса с примесью тсуги и тургайских реликтов.

В целом выявленные изменения ландшафтов в значительной степени, по нашему мнению, объясняются чередованием эпох повышенной и пониженной увлажненности климата, и в значительно меньшей степени – изменениями температурного режима.

Литература

1. *Тетерина И.И.* Фауна остракод из отложений туерьской свиты Горного Алтая // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Междунар. симп. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 528–529.

ЭОЦЕН-ОЛИГОЦЕНОВАЯ ФЛОРА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (РАЙОН г. ТОМСКА)

И.В. Рычкова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Листовые отпечатки и спорово-пыльцевые комплексы эоценовых и олигоценовых растений широко распространены в отложениях Западной Сибири и играют большую роль как для стратиграфии, так и для познания эволюции самой палеогеновой флоры. Большую значимость они приобретают тогда, когда палинологические исследования проводятся в комплексе с изучением листовой флоры.

Эоцен. Эоценовые отложения юго-востока Западной Сибири широко представлены в керне скважин [1]. Палинологические комплексы Сибири изучали палинологи: Л.В. Александрова, И.А. Кулькова, О.Н. Костеша, В.С. Волкова, О.Б. Кузьмина и др. Отпечатки листовой флоры изучены автором из керна скважин на северо-востоке от г. Томска.

По палинокомплексам эоценовая флора Западной Сибири состоит из растений тропиков и субтропиков: *Palmae*, *Cyrillaceae*, *Sapindaceae*, *Sapotaceae*, *Santalaceae*, *Loranthus*, *Proteaceae*, *Meliaceae*, *Aralia*, *Casuarina*; теплоумеренных: *Carya*, *Juglans*, *Platanus*, *Castanea*; умеренных: *Betula*, *Alnus* [2, 3]. Совместное нахождение подобных растений делает эоценовый комплекс растений уникальным, не похожим ни на один из современных. Листовая флора эоценового возраста из керна скважин в окрестностях г. Томска представлена покрытосеменными: видами семейства *Platanaceae*, видами родов *Trochodendroides*, *Magnolia*, *Araliaephyllum*; голосеменными – видами родов *Taxodium*, *Metasequoia*, *Ginkgo* [4].

Эоцен – время максимального распространения палеогеновой трансгрессии в Западной Сибири. В среднем эоцене море вплотную подступало к району г. Томска. На выровненных поверхностях Западной Сибири происходило образование коры

выветривания – глубокой химической переработки ранее отложившихся осадков. В прибрежно-морских условиях за счет размыва коры выветривания и ее переотложения формировались титан-циркониевые россыпи. Обширная эоценовая трансгрессия принесла повышенную влажность на морское побережье. Растительность, произраставшая по берегу моря, характеризуется разнообразием видового состава, а растения – крупнолистностью и расчлененностью листовой пластинки (рис. 1).

Субтропические леса хвойно-широколиственные с вечнозелеными кустарниками произрастали по берегу Западно-Сибирского морского бассейна в эоцене. Эоценовая флора не имеет аналогов в современном составе растительности. Этот вывод подтверждается находками листовой флоры и палинокомплексам из целого ряда скважин.

В.С. Волковой и О.Б. Кузьминой анализировались климатические показатели палинокомплексов нижнего – среднего эоцена Сибири в целом. Получены следующие климатические показатели: в июле температура составляла +21...22°C, а января +8...12°C, количество осадков до 1 тыс. мм/год [2].

Олигоцен. Семенную флору Лагерного сада в г. Томске подробно изучил П.А. Никитин и пришел к выводу об олигоценном возрасте растительности, пыльцевые комплексы изучил В.Н. Сукачев. Семенная флора олигоцена Лагерного сада представлена родами *Sequoia*, *Taxodium*, *Pinus*, *Picea*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Liriodendron*, *Myrica*, *Rubus*, *Aralia* [5].

Листовую флору Лагерного сада впервые обнаружил и изучил в начале XX в. профессор М.Э. Янишевский. Коллекция ископаемых растений пополняется и в настоящее время собственными сборами автора.



Carpinus grandis Unger.



Populus sp. (умен. 1,5)



Liquidambar europaeum A. Br.

Рис. 1. Листовая флора Лагерного сада олигоценового возраста

М.Э. Янишевский флору Лагерного сада относил к миоцену [6]. Впоследствии А.Н. Криштофович [7] отнес эту флору к олигоцену, поскольку она оказалась похожей на однообразную тургайскую флору, обнаруженную от Аральского моря до о. Сахалина. Возраст её установлен на основе нахождения в Арало-Каспийском районе совместно с остатками млекопитающих и моллюсков олигоценового возраста.

Листовая флора Лагерного сада представлена: *Populus* sp., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Carpinus grandis* Unger., *Fagus antipofii* Heer., *Taxodium distichum miocenium* Heer, шишки *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Pinus thomasiana* (Goerpp.) E. Reich., *Juglans* sp. (рис. 1). Остатки растений Лагерного сада сохранились в небольшой линзе песчаника ржавобурого цвета, образовавшегося в результате цемента-

ции гидроокислами железа. Относятся эти отложения к лагернотомской свите, которая формировалась в аллювиальных условиях.

Олигоценные отложения на юго-востоке Западной Сибири слагают атлымскую, новомихайловскую и лагернотомскую свиты. Лагернотомская свита срезает новомихайловскую свиту и залегает в русловых врезках, размывается и перекрывается четвертичными образованиями. Лагернотомская свита сложена песками, глинами, алевритами. Пески желтовато-серые, рыжие. В отложениях свиты встречаются линзы и прослои лигнитов, маломощные прослои бурых углей.

Олигоценная флора Лагерного сада несколько схожа по составу с флорой Киргизии. Общими формами являются *Juglans* и *Carpinus*. Флора лагерного сада по своей природе близка тургайской.

Это была специфическая флора, не похожая ни на арктическую, ни на тропическую (в ее составе нет пальм и лавров). Скорее всего, юго-восток Западной Сибири (район г. Томска) входил в фитогеографические границы распространения теплоумеренной флоры, которые тянулись до Аральского моря. В олигоцене на территории г. Томска и в его окрестностях были благоприятные условия для произрастания теплолюбивой растительности, из которой формировались бурые угли.

Олигоцен явился переходной и переломной эпохой в эволюции ландшафтов на территории Западной Сибири. В конце эоцена в результате тектонических движений началась регрессия Западно-Сибирского морского бассейна. Когда море в олигоцене навсегда ушло с территории Западной Сибири, изменился и состав растительности, появились новые комплексы растений. Именно в олигоцене происходит изменение физико-географических условий, завершившее окончательное формирование континентальных обстановок Западной Сибири.

По растительности олигодена Лагерного сада можно оценить климат той эпохи как теплоумеренный, равномерно влажный в течение всего года, сходный с современным климатом юго-восточных штатов Северной Америки, Восточного Китая, средней Японии. Среднегодовая температура близка к +15°C. Среднегодовое количество осадков 1 тыс. мм/год, равномерное выпадение их в течение всего года [8].

Олигоценная флора имеет несколько другой состав по сравнению с эоценовой. Появляется больше растений умеренных и теплоумеренных зон, с целью-

крайней листовой пластинкой, больше листопадных форм (*Populus*, *Carpinus*). Общими формами являются лишь хвойные: таксодиум, секвойя. Климат изменился от субтропического к теплоумеренному.

Таким образом, изучение флоры палеогена юго-востока Западной Сибири (р-н г. Томска) позволяет заключить, что в эоцене и олигоцене флористический состав фитогеографических зон отличался от современного. На месте современных бореальных лесов существовали леса: в эоцене – субтропические, а в олигоцене – теплоумеренные широколиственно-хвойные. Эволюция растительного мира эоцена – олигодена явилась отражением эвстатических процессов на юго-востоке Западной Сибири, сначала обширной морской трансгрессии, а затем регрессии морского бассейна.

С конца эоцена начался этап изменения климата в сторону понижения температур (особенно в зимнее время), что отразилось в сокращении доли субтропических растений и в обогащении растительности тургайскими элементами.

Литература

1. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснит. зап. Новосибирск: СНИИГиМС. 2001. 84 с.
2. Волкова В.С., Кузьмина О.Б. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен – эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 8. С. 844–855.
3. Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Эоцен-нижнеолигоценные отложения верховий рек Чузик-Кенга (Обь-Иртышское междуречье) // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоа в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 194–197.
4. Рычкова И.В. Стратиграфия и палеогеография верхнего мела – среднего палеогена юго-востока Западной Сибири: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск. 2006. 177 с.
5. Никитин П.А. Аквитанская семенная флора Лагерного Сада. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1965. 118 с.
6. Янишевский М.Э. О миоценовой флоре окрестностей г. Томска. Петроград: Типография М.М. Стасюлевича, 1915. 30 с.
7. Криштофович А.Н., Борсук М.И. Каталог растений ископаемой флоры СССР. Палеонтология СССР, прил. к т. XII, 1941.
8. Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30–57.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ РАННЕВИЗЕЙСКОГО ВРЕМЕНИ (С УЧЕТОМ НОВЫХ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ НАХОДОК)

Н.Н. Рябинкина

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Совместный анализ фаций нижневизейских отложений и рельефа эрозионной поверхности карбонатных турнейских и фаменских толщ позволил нам воссоздать палеогеоморфологическую обстановку ранневизейского времени. В качестве верхнего репера была выбрана четко выраженная подошва карбонатной толщи окского надгоризонта. Карта изопакит терригенного комплекса отражает морфоструктуру ранневизейской поверхности и совместно с данными литолого-фациального анализа позволяет нам реконструировать палеогеоморфологическую модель Печорского бассейна, с выделением нескольких морфогенетических типов палеорельефа.

Континентальные денудационные равнины (области отсутствия нижневизейских отложений) развиты в пределах современных структур Хорейверской впадины и юга Колвинского мегавала, Нерицкой моноклинали и Ижемской впадины. Основным источником терригенного материала в ранневизейское время, вероятно, была область современного Тимана. Сопредельные же континентальные денудационные слабо расчлененные равнины представляли собой в основном область транзита обломочного материала. Эрозионный палеорельеф равнин был выработан водными потоками в терригенно-карбонатных породах позднедевонского и турнейского возраста. Рельеф Хорейверской равнины развивался на фаменских известняках. Видимо, это было плато с карстовыми формами палеорельефа и оно не могло служить источником терригенного материала.

Континентальные аккумулятивные равнины охватывали территорию, ограниченную изопакитой 125 м. По данным литолого-фациального анализа, в нижневизейских отложениях можно выделить три типа аккумулятивных равнин: низменную, аллювиально-дельтовую и прибрежно-морскую.

Низменная равнина представлена нижневизейскими отложениями мощностью от 0 до 50 м. До поздневизейского времени это была, очевидно, область транзита, через которую обломочный материал выносился в море. Наличие в разрезах этой зоны углистых аргиллитов свидетельствует о низменном, заболоченном палеорельефе. Прослой углей, вскрытые рядом скважин, являются маркировочным признаком близрасположенных речных врезов.

Аллювиально-дельтовая равнина – основная область континентального осадконакопления – является унаследованной сложно расчлененной зоной прогибания. Мощность отложений здесь изменяется от 50

до 125 м. Пачка радаевско-бобриковских песчаников прослеживается от Выдшорской площади на севере до Печоро-Кожвинской на юге. В западном и восточном направлениях она выклинивается. Аллювиальные фации грубозернистых песчаников с редкими гальками сидеритовых конкреций выделяются в разрезах скважин Печоро-Кожвинской-66, Печоргородской-54, Югидской-20, Белой-1 и замещаются пойменными и болотными фациями. С северо-запада на юго-восток происходит смена аллювиальных фаций дельтовыми. Литологические особенности разреза обнажения на р. Воя доказывают, что нижневизейские отложения этой области действительно относятся к дельтовой макрофации. Однако разнообразие текстур свидетельствует о нестабильности уровня моря. Не исключено, что временами море распространялось далеко на север, образуя лагуну.

Прибрежно-морская равнина может быть разделена на две части: северную и южную. На севере к ней относятся современная Малоземельско-Колгуевская моноклираль и Денисовский прогиб, на юге – Омра-Лузская седловина. До бобриковского времени эти равнины, очевидно, были областью денудации, а затем стали транзитной зоной, через которую обломочный материал выносился в акваторию. Наличие в этой зоне углистых аргиллитов подтверждает низменный тип палеорельефа. В районе Вуктыльской и Наульской площадей прослеживаются вдольбереговые валы, сложенные песчаниками бобриковского горизонта. На соседних же площадях песчаники встречаются в разрезе только в виде маломощных прослоев среди глинисто-карбонатных отложений.

Морская аккумулятивная равнина с севера и востока окаймляет области развития континентальных равнин. В этой зоне отмечаются повышенные (более 1000 м) мощности отложений нижневизейского комплекса. К востоку состав отложений становится все более карбонатным. Наиболее типичными для морской аккумулятивной равнины являются разрезы обнажений на реках Кожым, Большой Паток, Илыч, Подчерем.

Глобальные палеогеографические и палеотектонические реконструкции для раннего карбона показали, что северо-восток Европейской платформы в ранневизейское время находился между 20 и 30° северной широты [1, 4]. В связи с тем что в косьвинское и радаевское время в центральной части платформы (Подмосковный и Камский бассейны, Южный Тиман) формировались латеритные коры

выветривания, эта часть палеоконтинента находилась в условиях тропического гумидного климата. Об этом также свидетельствуют ожелезненные кварцевые песчаники и пласты сухарных глин, слагающие разрезы Московской синеклизы. В это же время на восточной окраине платформы в карстовых воронках Камского бассейна отмечается аллохтонное угленакопление.

Интенсивное угленакопление приходится на бобриковско-тульское время (Еджид-Кырта, Югид, Вуктыл), т.е. в это время седиментационные бассейны находились в зоне гумидного умеренно-теплого климата. Лишь с серпуховского времени в отложениях Печорского бассейна отмечаются явные признаки аридизации климата, о чем свидетельствуют вторичные красочеты по поздневизейским известнякам и появление в них аутигенных ангидрита и гипса.

В раннем визе в Печорском бассейне появляются сапропелевые озерно-болотные отложения, которые служат косвенным доказательством выхода растительности на сушу и начала формирования углей *лимнического типа*. В бобриковских отложениях Верхнепечорской впадины (скв. Сев. Вуктыл-215, интервал глубин 4334–4340 м) установлено смешанное органическое вещество (ОВ) I и II типов (озерного происхождения) и III типа (озерно-болотных фаций). В легких фракциях УВ, извлеченных из каменных углей бобриковского горизонта, присутствует ОВ II типа, а высокий выход летучих компонентов может быть обусловлен накоплением их в обширных озерах. По данным газовой-жидкостной хроматографии в битумоидах из визейских углей Вуктыльской площади доминируют компоненты, характеризующие водорослевый (II) тип ОВ с проявлениями ОВ гумусового (III) типа, но доля их незначительна. Отсюда следует, что визейские угленосные отложения в пределах северных районов Предуральяского краевого прогиба формировались как в континентальных (болотно-озерных), так и в прибрежных (лагунных) условиях.

В породах радаевско-тульского возраста из скважин северной части Предуральяского краевого прогиба Ю.В. Мосейчик определены остатки ризофоров древесных плауновидных, которые маркируют

горизонты болотных палеопочв [3]. Такие стигмариевые почвы были широко распространены в раннем карбоне Подмосковского бассейна в прибрежных фациях и свидетельствуют о былом существовании здесь мангровых зарослей [2]. Лито-фациальный анализ показал, что захоронения растительных остатков формировались в зонах перехода от лагунно-болотных к озерно-болотным условиям, развитым вдоль морского побережья и на прилегающих к нему островах и барах

Очевидно, что в течение визейского века на северо-востоке Европейской платформы происходила смена климатических зон. Так в косвинско-радаевское время на упомянутой территории преобладал тропический гумидный климат, в условиях которого формировались латеритные коры выветривания во всех бассейнах. В бобриковско-тульское время климат характеризовался как гумидный умеренно-теплый, о чем свидетельствует формирование угольных месторождений. Позднее, в алексинско-михайловское время, произошла аридизация климата, подтверждающаяся нижнесерпуховскими гипс-ангидритовыми отложениями. Середина визейского века стала важным геотектоническим рубежом (саурская фаза складчатости), с которым связано сокращение эпиконтинентальных бассейнов на Европейской платформе. Вместе с начавшейся структурной перестройкой произошла и аридизация климата.

Литература

1. *Вейль П.* Популярная океанография. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 504 с.
2. *Мейн С.В.* Следы трав индийских. М.: Мысль, 1981. 159 с.
3. *Мосейчик Ю.В., Рябинкина Н.Н.* Новые данные об ископаемой флоре визейского терригенного комплекса Печорского бассейна // Доклады АН. 2009. Т. 427, № 2. С. 1–5.
4. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G. et al.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic – A tale of Baltica and Laurentia // Earth-Science Reviews. 1996. Vol. 40. P. 229–258.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КЛИМАТ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Савинова, М.И. Дергаусова

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

На основании палинологического изучения отложений террасового комплекса по ключевым участкам междуречья Виллойки и Поперечной и нижнего течения р. Виллойки установлен характер изменения ландшафтного облика и климатических вариаций Селенгино-Итанцинской впадины в неоплейстоцене и голоцене [1].

Разрез отложений пятой террасы р. Селенги (нижнее течение р. Виллойка) представлен аллювиальной толщей переслаивающихся тонко- и мелкозернистых песков с крупно- и грубозернистыми мощностью до 11 м. В нижней части толщи (горизонт 1) состав спектров свидетельствует о развитии сосновых и

сосново-березовых лесов (*Pinus silvestris*, *Betula* sp., *Thalictrum*, *Polygo-naceae*, *Primulaceae*, *Artemisia*) в сухих и прохладных климатических условиях, характерных концу тобольского времени.

Выше в этом же разрезе из слоя тонко-мелкозернистого ожелезненного песка (горизонт 2) полученный палинокомплекс отражает распространение сосново-еловых лесов в холодных и влажных условиях (*Pinus silvestris*, *Picea*, *Alnaster*, *Betula*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Selaginella sibirica*), что соответствует самаровскому похолоданию (РТЛ-дата 243000±25000, ГИН СО РАН-856).

Далее по разрезу наблюдается смена нечетко-слоистых тонко-мелкозернистых песков средне-, крупнозернистыми слоистыми песками (горизонт 3), спорово-пыльцевые комплексы которых обеднены, содержат единичные зерна травянистой растительности. По-видимому, сильное похолодание климата самаровского оледенения привело к сокращению площадей лесов и понижению концентрации пыльцы и спор [2].

Палинокомплекс из пачки средне-грубозернистых слоистых песков (горизонт 4) указывает на распространение темно-хвойных лесов с мезофитным подлеском (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Abies*, *Corylus*, *Rosaceae*, *Onagraceae*). Это свидетельствует о существовании теплых и влажных климатических условиях мессовского межледниковья.

Во время формирования горизонта 5, состоящего из мелко-среднезернистых глинистых песков, отмечается сокращение лесной растительности. Осадки этого периода включают в себя бедные по количеству пыльцевого материала спектры, что соответствует тазовскому похолоданию.

Выше по разрезу (горизонт 6) залегают средне- и грубозернистые косослоистые пески. Спорово-пыльцевые спектры отражают восстановление дендрофлоры. Получили широкое распространение хвойные леса в умеренно теплых и достаточно влажных климатических условиях казанцевского времени. Лесной тип спорово-пыльцевого спектра представлен *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Betula*. Среди пыльцы травянистых встречаются *Cyperaceae*, *Primulaceae*, *Polypodiaceae*, *Selaginella*.

При осадконакоплении верхних слоев толщи (горизонт 7), сложенных средне-грубозернистыми песками, климатические условия ухудшились, что отразилось в слабом сохранении микрофоссилий, обедненном составе пыльцы и спор и соответствует ермаковскому похолоданию.

Палинокомплекс из горизонта 8 отражает распространение хвойных, елово-сосновых лесов с примесью темнохвойных и широколиственных пород, с богатым травяным покровом (*Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Picea*, *Corylus*, *Betula*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Onagraceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Polypodiaceae*). Это говорит о теплых и влажных климатических условиях осадконакопления, соответствующих каргинскому межледниковью.

Финал неоплейстоцена и голоцен представлены песчано-гравийными и алевро-песчаными образованиями мощностью 10 м в разрезе на междуречье Вилюйки и Поперечной.

В спорово-пыльцевом спектре в нижней части разреза присутствуют хвойные: *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris*, *Abies*, *Picea* с подчиненной ролью мелколиственных пород *Betula*, *Alnus*, *Salix*. Травянистая растительность представлена *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Gramineae*, *Artemisia*. Споровые – *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Sphagnum*. Растительность такого состава могла произрастать в условиях умеренно влажного и теплого климата, характерного для конца каргинского межледниковья.

В палинокомплексе песчаных алевритов, залегающих выше по разрезу, доминируют травянисто-кустарниковые растения. По сравнению с комплексами спор и пыльцы из подстилающих отложений наблюдается увеличение травянистых растений: *Gramineae*, *Rubiaceae*, *Artemisia*, *Compositae*, *Sparganiaceae* и *Typha*. В древесной части спектра встречаются *Pinus*, *Betula*, *Picea*. Споры представлены *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Sphagnum*. Такая растительность указывает на деградацию лесов, расширение открытых ландшафтов, близких к тундровым и степным, характеризующих иссушение и похолодание климата сартанского оледенения [2].

Голоценовые аллювиальные галечно-гравийно-песчаные осадки и сопряженные с ними песчано-суглинистые, илистые озерные, озерно-болотные генетические разности слагают высокую и низкую поймы рр. Селенги и Вилюйки. Спорово-пыльцевые спектры представлены древесно-кустарниковыми: *Betula*, *Pinus silvestris*, *Pinus sibirica*, *Alnaster*, *Salix*, *Picea*, *Larix* с богатым разнотравьем. Спор мало.

Таким образом, по данным палинологического анализа из аллювиальных отложений террасового комплекса р. Селенги выделено 10 смен в развитии растительного покрова. Из них 5 периодов господства лесной растительности и 5 периодов ее деградации. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, можно говорить о неоднократном замещении темнохвойных лесов светлохвойными и березовыми с участками травянистых группировок и открытыми пространствами. Динамика осадконакопления аллювиальных отложений согласуется с эволюцией развития растительности и климатическими показателями [3].

Литература

1. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988. 126 с.
2. Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Гурулев С.А. Основные проблемы палеогеографии антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья // Проблемы четвертичной геологии Сибири. М: Наука, 1969. С. 121–130.
3. Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. книж. изд-во, 1968. 166 с.

**ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ И МИКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЖЕГСКОГО ОСТАНЦА
(ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА)**

Л.А. Селькова, С.В. Лыжуров

ИГ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Юрские отложения установлены в бассейне р. Пожег (левый приток Вычегды). Этот район удален от Яренской и Сысольской котловин, где широко развиты юрские сланценозные отложения, поэтому он выделен как самостоятельная единица [2].

В нескольких обнажениях по р. Пожег отмечаются выходы волжских отложений. Скважиной 24-Нилыдзь были вскрыты и более древние горизонты юры.

По результатам палинологического анализа и комплексов фораминифер установлено наличие среднего и верхнего отделов юрской системы.

Батский ярус. Представлен толщей светло-серых кварцевых песков. Из данных отложений выделен палинокомплекс, в котором споры незначительно преобладают над пылью. Основной фон споровой части составляют *Syathidites* с различными видами *S. australis* Coup., *S. junctum* К.-М., *S. minor* Coup., *S. triangularis* Rom. Значительно количество *Stereisporites* с *S. congregatus* Bolch., *S. psilatus* (Ross) Pflug. Постоянно участие спор *Osmundacidites jurassicus* К.-М., *O. welmanii* К.-М., *Lycopodiumsporites perplicatum* (Bolch.), *L. subrotundum* К.-М. Кроме этого встречаются *Microlepidites crassirimosus* Timosch., *Tripartina variabilis* Malj., *Matonispores phleboteroioides* (Coup.), *Toroisporis soluthion* Krutz., *Neoraistrickia rotundiformis* К.-М., *Camptotriletes cerebriiformis* Naum., *Klukisporites variegatus* Coup., *Foveosporites pseudoalveolatus* Coup., *Marattisporites scabratus* Coup. В спектрах из верхней части отложений характерно появление единичных спор глейхениевых папоротников *Gleicheniidites senonicus* (Ross) [1].

В пыльцевой части доминирует двухмешковая пыльца, среди которой чаще встречаются пыльцевые зерна *Piceapollenites* с видами *Piceapollenites exilioides* (Bolch.), *P. magnificus* (Bolch.), *P. mesophyticus* (Pocr.), *P. monstrosa* (Bolch.), *P. samoilovitchiana* (Rovn.), *P. singularae* (Bolch.), *P. variabiliformis* (Malj.), *P. vastus* (Bolch.), реже *Pinuspollenites* с видами *Pinuspollenites divulgatus* (Bolch.), *P. pernobilis* (Bolch.) и *Podocarpidites* с *P. cretacea* Naum., *P. lopsinensis* (Bolch.), *P. multesimus* (Bolch.), *P. multiformis* (Bolch.), *P. unicus* (Bolch.). Изредка встречается крупная пыльца древних двухмешковых: *Protopodocarpus mollis* (Bolch.), *Protoconiferus funarius* (Bolch.), *Dipterella oblatinoides* Mal. Особенностью комплекса является наличие значительного количества безмешковой пыльцы *Sciadopityspollenites*. Постоянно отмечается наличие зерен *Ginkgocycadophytus* sp.

Мощность батских отложений 73 м.

Келловейский ярус. Представлен плотными, серыми, темно-серыми глинами. Выделено два комплекса фораминифер: нижне-среднекелловейский с *Lenticulina tatariensis* Mjatl., *Guttulina tatariensis* Mjatl., *Recurvoides ventosus* (Chab.) и верхнекелловейский с *Lenticulina polonica* (Wisn.), *Kutsevelia calloviensis* Jak. Нижней части разреза келловейских отложений приурочен палинокомплекс, в котором преобладает пыльца над спорами. В пыльцевой части доминируют *Classopollis*, среди которых более многочисленны *C. classoides* Pflug, менее – *C. itunensis* Pocr., *C. minor* Coup., единичны *C. torosus* Coup. Значительно количество пыльцевых зерен *Sciadopityspollenites* с видами *Sciadopityspollenites mesozoicus* Coup., *S. multiverucosus* Sauer et II.

По сравнению с предыдущим палиноком-плексом, уменьшается количество двухмешковой пыльцы *Dicassites*. Пыльца древних хвойных *Protopodocarpus mollis* (Bolch.), *Protoconiferus funarius* (Bolch.) встречается спорадически. Из остальных присутствуют редкие *Qudraeculina limbata* Mal., *Callialasporites dampieri* Coup., *C. trilobatus* Coup., *Gingocycadophytus* sp.

В споровой части большую роль играют *Syathidites australis* Coup., *C. minor* Coup. Постоянно отмечаются споры глейхениевых *Gleicheniidites senonicus* Ross, *G. umbonatus* (Bolch.). Установлены единичные споры *Leiotriletes karatauensis* Timoch., *Toroisporites soluthion* Krutz., *Lycopodiumsporites subrotundum* (К.-М.), *Tripartina variabilis* Mal., *Klukisporites variegatus* Coup., *Stereisporites* sp. Кроме миоспор в комплексе присутствует микрофитопланктон *Fromea*, *Pareodinea*.

Мощность келловейских отложений составляет 8,4 м.

Оксфордский ярус. Представлен карбонатными глинами с зеленоватым оттенком разной интенсивности. По фораминиферам установлено присутствие отложений среднего и верхнего подъярусов. Средний подъярус выделен по наличию фораминифер *Ophthalmidium strumosum* (Gumb.). Верхний оксфорд установлен по фораминиферам *Lenticulina russiensis* (Mjatl.) и *Epistomina uhligi* Mjatl.

Мощность оксфордских отложений составляет 4,2 м.

Кимериджский ярус. Представлен серыми с зеленоватым оттенком глинами. По фораминиферам установлено присутствие нижнего подъяруса – *Lenticulina sublenticularis* (Schwag.), *L. simplex* (Kubl. et Zw.), *Epistomina cognita* Jak.

Мощность отложений 1,3 м.

Палинологический анализ образцов из отложений оксфорд-кимериджа не проводился.

Волжский ярус. Характеризуется наличием трех пачек. В нижней пачке выделен комплекс фораминифер с *Pseudolamarina polonica* Biel. et Poz. Возраст комплекса (условно) – средний подъярус нижние слои. В средней и верхней пачке установлен комплекс фораминифер с *Lenticulina infravolgaensis* (Furs. et Pol.), *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., характерный для отложений зоны *Dorsoplanites panderi* средне-волжского подъяруса [3]. В прослоях, обогащенных органическим углеродом, фораминиферы представлены единичными формами, как правило, *Lenticulina biexcavata* (Mjatl.) и мелкими маргинулинами.

Из данных отложений выделен палинокомплекс с преобладанием пыльцы над спорами. В пыльцевой части многочисленны зерна *Classopollis*. Наблюдается небольшое количество двухмешковой пыльцы – *Vitreisporites pallidus* Reiss., *Piceapollenites exilioides* (Bolch.), *P. magnificus* (Bolch.), *P. monstruosa* (Bolch.), *P. variabiliformis* Mal., *Pinuspollenites pernobilis* (Bolch.), *Podocarpidites major* (Naum.), *P. multesimus* (Bolch.). Уменьшается доля *Sciadopityspollenites*. Единичны зерна *Gingocycadophytus* sp., *Callialasporites dampieri* Balme, *C. trilobatus* Balme.

В споровой части доминирует группа глейхениевых папоротников *Gleicheniidites dicarpoides*

(Grig.), *G. laetus* (Bolch.), *G. senonicus* (Ross), *G. umbonatus* (Bolch.). Из остальных спор единичны *Leiotriletes* sp., *Ornamentifera echinata* Bolch., *Matonisporites phleboteroides* (Coup.), *Toroisporis soluthion* Krutz., *Tripartina variabilis* Mal., *Klukisporites variegates* Coup., *Duplexisporites anagrammensis* K.-M. Характерно для волжских палинокомплексов появление единичных спор схизейных *Cicatricosisporites dorigensis* Bolch., *C. exilioides* Bolch [1]. Кроме миоспор в спектрах отмечается наличие зерен микрофитопланктона *Olygosphaeridium*, *Pareodinea*, *Verichahium*.

Общая мощность отложений 11,6 м.

В целом разрез юрских отложений бассейна р. Пожег не отличается от аналогичных образований северной части Сысольского и Яренгского сланцевых районов.

Литература

1. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
2. Лылов С.В. Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: Наука; УрО РАН, 1996. 140 с.
3. Чирва С.А., Месежников М.С., Яковлева С.П. Верхнеюрские отложения Сысольского и Яренгского сланцевых районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988. № 4. С. 38–50.

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

И.В. Смокотина

Красноярскгеолсъемка, г. Красноярск, Россия

Главный биостратиграфический принцип необратимости эволюционного развития растений, отраженной в составе спорово-пыльцевых комплексов, лежит в основе палинологических исследований. Сравнительный анализ таксономического состава комплексов в разных районах дает возможность выявить этапность в развитии растительного мира, связанную не только с эволюцией растений, но и с палеогеографическими условиями.

Меловые континентальные отложения краевых частей Западно-Сибирской и Сибирской платформ недостаточно охарактеризованы фаунистически, что сказывается на степени детальности их расчленения и корреляции. В связи с этим стойкость наружных оболочек спорово-пыльцевых зерен, их относительно слабая минерализация, хорошая сохранность и широкое распространение в разнофациальных отложениях обуславливает особое место палинологического метода при решении стратиграфических задач при реконструкции палеографических обстановок.

В пределах Чулымо-Енисейского стратиграфического района верхний мел представлен симоновской свитой с двумя подсвитами (сеноман-турон) и сымской свитой (сенон). Литологический состав свит приведен по данным ГДП-200/2 и опорным разрезам (рис. 1).

Симоновская свита (K₂sm) несогласно залегает на подстилающих породах нижнего мела и юры и с разрывом перекрывается сымской свитой. Характерной особенностью свиты является ее резкая фациальная изменчивость и присутствие обломков янтаря в песчаниках. В составе конгломераты гравелитистые светло-серые, реже буроватые, песчаники (3–12 м) зеленовато-серые и зеленые, от разно- до средне- и мелкозернистых, алевролиты зеленовато-серые, редко пестроцветные, аргиллиты голубовато-серые и желтовато-зеленоватые, горизонтально-слоистые, аргиллиты и алевролиты углистые, от темно-серого до черного цвета, часто тонко-горизонтально-слоистые с намывами слюды и углефицированного растительно-

го детрита. Полный разрез свиты изучен в скважине 3, пробуренной на Четь-Чулымском междуречье. Здесь мощность свиты около 133 м. Мощность свиты увеличивается с ЮВ на СЗ до 180–192 м и до 350 м в бас. р. Кеть [1, 4].

Палинокомплекс позднего мела (сеноман-турон), датирующий отложения симоновской свиты, установлен в скважине 3 в интервале 199,0–68,0 м. Для него характерно попеременное преобладание спор папоротников и мхов над пылью голосеменных растений. Доля пыли покрытосеменных составляет 1%. Таксономический состав разнообразен. Отличительной чертой комплекса является появление позднемеловых видов: *Stenozonotriletes radiatus* Chlon., *S. divulgatus* Chlon., *Osmunda granulata* (Mal.) Chlon., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover. (до 9,0%), *Foveosporites cenomanicus* (Chlon.) Schvetzova (до 5,0%), а также увеличение содержания Polypodiaceae (до 8,6%).

Присутствуют (менее 5,0%) *Appendicisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp., *Klukisporites* spp., *Gleicheniidites* spp. (*G. senonicus* Ross., *G. carinatus* Ross., *G. laetus* Bolch., *G. umbanatus* Bolch.), *Kuylisporites lunaris* Cook et Dett., *Pteris cretacea* Chlon., *Rouseisporites reticulatus* Pocock., *Balmeisporites glenelgensis* Cook et Dett., *Densoisporites velatus* Weyl et Krieg. Отмечается пыльца голосеменных: *Cedrus* spp., Taxodiaceae, Cupressaceae, *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Phyllocladidites bibulbus* (Bolch.) Chlon., *Podocarpidites* spp., Disaccites, *Ginkgocycadophytus*, *Cycadopites* spp., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils.

Палиноспектру сеноман-турона, полученному из скважины 066 с гл. 43,0 м (водораздел рр. Кытат и Суразовка), свойственно преобладание пыли голосеменных (72,0%) над спорами папоротников (28,0%). В споровой части повышено содержание спор *Lygodiumsporites* spp. (*L. subsimplex* Bolch. (7,0%), *L. gibberullum* K.-M.), *Schizaea*, *Appendicisporites* spp., присутствуют споры *Stenozonotriletes crassus* Chlon. (2,0%), *S. radiatus* (2,0%). Среди пыли доминирует *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp. Наиболее многочисленна пыльца *Picea* spp. (35,0%), характерна *Pinus aralica* Bolch. (1,0%). Разнообразна, но малочисленна (до 5,0%) пыльца *Cedrus* spp.

В Касской впадине сходный по таксономическому составу спорово-пыльцевой комплекс (чулымский) сеноман-турона был изучен Н.С. Сахановой-Григорьевой в разрезе Касской скважины 1-Р, в интервале 580,0–161,0 м [3]. Среди преобладающей группы в общем видовом составе пыли (53,1%) голосеменных многочисленны представители Taxodiaceae – Cupressaceae, Pinaceae. Гинкговые редки. В споровой части (42,6%) палинокомплекса наибольший процент составляют разнообразные споры семейств Schizaeaceae, Gleicheniaceae, Polypodiaceae. Характерны позднемеловые формы: *Stenozonotriletes eхuperans* Chlon., *S. radiatus*, *Foveosporites cenomanicus*, *Taurocusporites reduncus*. Пыльца покрытосе-

менных растений (4,3%) представлена видами широколиственных теплолюбивых растений (*Castanea*, *Carya*, Juglandaceae) и субтропических и тропических (*Protecea*, *Ilex* и др.).

Как показывают палинологические данные, в сеноман-туроне произрастали лиственно-хвойные леса, состоящие, главным образом, из представителей семейства сосновых, ногоплодниковых, кипарисовых, таксодиевых. Значительное место в составе растительности занимали папоротники схизейных, циатейных с незначительной примесью широколиственных растений. Наличие в систематическом составе спор тропических и субтропических видов схизейных, циатейных, а также пыли широколиственных теплолюбивых растений свидетельствует о теплых климатических условиях.

Сымская свита (K₂ss) с размывом залегает на симоновской. Ее нижняя граница проводится по подошве галечно-гравийных отложений. Свита сложена слабосцементированными песчаниками светло- и желтовато-серыми, белесыми кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми с углефицированным растительным детритом редкими прослоями аргиллитов, алевролитов серых, темно-серых иногда с растительным атритом и детритом. По литогенетическим признакам отложения свиты могут быть отнесены к русловым (гравийно-галечный и песчаный состав), к осадкам пойм, озер и, возможно, проточных болот (аргиллиты и алевролиты).

Неполная вскрытая мощность сымской свиты в бассейне Чулыма не превышает 57 м. К северу она увеличивается до 290 м, а к востоку, в Приенисейских разрезах, уменьшается до 25–40 м [2].

В позднемеловом палинокомплексе (сенон, коньяк-кампан?), полученном из отложений сымской свиты в скважине 3 в интервале гл. 59,5–21,0 м, преобладают споры папоротников и мхов над пылью голосеменных и покрытосеменных растений. Систематический состав при сохранении общих черт позднемелового комплекса становится еще более разнообразным. Присутствуют типичные представители позднемеловой палинофлоры (менее 5,0%) (*Osmunda granulata*, *Foveosporites cenomanicus*, *Stenozonotriletes divulgatus*, *Taurocusporites reduncus*, *T.segmentatus* Stover.), разнообразны схизейные (*Schizaea laevigataeformis* Bolch., *Cicatricosisporites* spp., *Appendicisporites* spp. *Lygodiumsporites* spp.), глейхениевые. Единичны *Leiotriletes*, *Cyathidites*, *Stereisporites*. В то же время наблюдается увеличение содержания спор Polypodiaceae (до 27,6%), повышается процент участия пыли покрытосеменных, появляется характерная для сенона пыльца покрытосеменных *Gothanipollis* (до 5,7%), *Proteacidites* sp. Среди пыли голосеменных отмечаются (до 5,0%) *Piceapollenites* sp., *Ginkgocycadophytus*, *Podocarpidites* spp., *Vitreisporites pallidus*, Taxodiaceae, пыльца *Cedrus* spp.

Палинокомплекс сенона также прослеживается в отложениях сымской свиты в разрезах скважин

066 в интервале гл. 34,0–28,0 м и 063 в интервале гл. 30,0–14,0 м (водораздел рр. Кытат и Суразовка). В общем таксономическом составе пыльца голосеменных растений преобладает над спорами папоротникообразных. Присутствуют поздне меловые формы: споры *Stenozonotriletes radiatus* (до 1,4% – в скв. 066), *S. gracilis* Chlon. (до 1,4% – в скв. 066), *S. stellatus* Chlon. (до 0,5% – в скв. 063), *S. exuperans* Chlon. (до 0,5% – в скв. 063), *Taurocusporites reduncus* (до 0,8% – в скв. 066), пыльца *Pinus aralica* Bolch. (до 1,6% – в скв. 066). Отмечаются споры схизейных *Schizaea*: *S. laevigataeformis* Bolch. (до 2,0% – в скв. 066, до 18,0% – в скв. 063), *S. evidens* Bolch. (до 2,5% – в скв. 063), *S. certa* Bolch. (до 4,0% – в скв. 066). Единичны *Gleicheniidites* spp. (до 2,0%). Пыльца хвойных представлена разнообразными *Pinuspollenites* spp. (до 8,0%), *Piceapollenites* spp. (до 26,0%), меньше пыльцы р. *Cedrus* spp. (до 4,0% в скв. 066). В составе пыльцы покрытосеменных растений встречены *Borealiipollis brotzevae* Chlon. (до 0,5% – в скв. 063), *Tricolporopollenites* sp. (до 4,5% – в скв. 063), *Nyssa* sp. (0,8–1,4% – в скв. 066), Rosaceae (до 2,0% – в скв. 066). Содержание пыльцы *Myrica* sp. повышается до 30,0% (скв. 063, гл. 14,0 м).

В палинокомплексе сенона, изученном Н.К. Григорьевой в скважине Каская Р-1, в интервале 137,0–25,0 м наблюдается видовое разнообразие и увеличение доли пыльцы покрытосеменных при общем снижении содержания пыльцы голосеменных и спор папоротникообразных растений. В споровой части исчезают *Foveosporites cenomanicus*, *Taurocusporites reduncus*, *Stenozonotriletes radiatus* и др. Немного *Gleicheniidites* spp., Schizaeaceae, Dicksoniaceae, Osmundaceae, Matoniaceae. Среди пыльцы голосеменных по-прежнему преобладают сосновые, меньше – таксодиевые, кипарисовые, единичны гинкговые. В составе пыльцы покрытосеменных отмечаются, в основном тропические (*Proteacidites* spp.) и субтропические (*Ilex* sp., *Nyssa* sp., *Rhus* sp.) формы.

РАННЕ- СРЕДНЕЮРСКАЯ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗРЕЛОЙ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ РАВНИНЫ ИРКУТСКОГО БАССЕЙНА

А.О. Фролов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

В настоящее время из палеоботаники обособляется самостоятельная дисциплина – палеогеоботаника – раздел, занимающийся изучением древних фитоценозов, путем анализа и классификации фито-риктоценозов. Представляется целесообразным подойти к этой задаче с позиций широко используемого в современной геоботанике метода Ж. Браун-Бланке. В его основе лежат флористические и экологические принципы систематизации данных, формализованная

Разнообразны виды широколиственных тепло- влаголюбивых растений (*Quercus*, *Platanus* sp., *Acer* sp., *Castanea* sp. и др.), присутствует пыльца Betulaceae, Angiospermae.

Вероятно, в сеноне растительность также представляла лиственно-хвойные леса. Среди хвойных преобладали сосновые, кипарисовые, таксодиевые. Но в тоже время на фоне папоротников схизейных, циатейных, глейхениевых значительно возросла роль покрытосеменных растений – широколиственных тепло- и влаголюбивых пород. Высокий процент в составе лесов тропических и субтропических видов позволяет судить о теплом, возможно жарком климате.

Таким образом, в результате палинологических исследований изучены палинокомплексы позднего мела, датирующие отложения симоновской и сымской свит, а также прослежены изменения в развитии поздне меловой палинофлоры Чулымо-Енисейской впадины на рубеже сеноман-турона и сенона.

Литература

1. Берзон Е.И., Глухов Ю.С. Опорный стратиграфический разрез симоновской свиты верхнего мела // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Красноярск, 2003. Вып. 6. С. 152–161.
2. Берзон Е.И., Смокотина И.В. Сопоставление меловых отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской плиты по опорным скважинам // Палинология: стратиграфия и геоэкология. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. 3. С. 114–120.
3. Григорьева Н.К. Спорно-пыльцевые комплексы верхнего мела Каской скважины 1-Р // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1960. С. 203–211.
4. Раевская Л.Н., Берзон Е.И. и др. Государственная геологическая карта западной части Канско-Ачинского бурового бассейна. Масштаб 1: 50 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1993. 296 с.

процедура классификации, координируемая кодексом фитосоциологической номенклатуры. Понятнейшая сторона адаптации метода Ж. Браун-Бланке к палеоботаническому материалу подробно разработана И.А. Игнатьевым [3]. Применение данного метода открывает возможность использования для стратиграфии юры Иркутского бассейна последовательностей древних растительных сообществ (парасинтаксонов). Разработка детальной классификации древних рас-

тительных сообществ перспективна и для решения задач фитогеографического районирования и реконструкции флорогенетических процессов.

Данная работа является продолжением изучения автором юрских растительных сообществ Иркутского угольного бассейна. После того как апробация метода Ж. Браун-Бланке к юрским фитоориктоценозам из местонахождения Усть-Балей дала положительные результаты [6], было принято решение разработать подробную классификацию фитоориктоценозов для всей территории Иркутского бассейна.

Автором был изучен ряд естественных обнажений на территории Прииркутской впадины и ряд углепромышленных карьеров Черемховского угольного месторождения вскрывающих отложения черемховской (J_1) и присаянской (J_2) свит. В результате анализа флористического состава, характера соотношения и сочетания видов растений в фитоориктоценозах, а также тафономических особенностей фитоориктоценозов удалось разработать их классификацию. Ниже приводится продуманная парасинтаксонов фитоориктоценозов пойменной растительности юрского времени Иркутского угольного бассейна:

Класс Czekanowskietea Frolov, cl. nov.

Порядок Czekanowskialia Frolov, ord. nov.

Союз Czekanowskion Frolov, all. nov.

Ассоциация Czekanowskietum rigidae Frolov, ass. nov.

Союз Cladophlebidion williamsonii Frolov, all. nov.

Ассоциация Cladophlebietum haiburnensis Frolov, ass. nov.

Ассоциация Coniopterietum maakianaе Frolov, ass. nov.

Класс Phoenicopsietea Frolov, cl. nov.

Порядок Phoenicopsialia Frolov, ord. nov.

Союз Phoenicopsion Frolov, all. nov.

Ассоциация Phoenicopsietum angustifoliae Frolov, ass. nov.

Ассоциация Cladophlebedo williamsonii-Phoenicopsietum angustifoliae Frolov, ass. nov.

Ассоциация Pityophyllo nordenskioldii-Phoenicopsietum angustifoliae Frolov, ass. nov.

Класс Ginkgietaea Frolov, cl. nov.

Порядок Ginkgialia Frolov, ord. nov.

Союз Ginkgion Frolov, all. nov.

Ассоциация Ginkginetum sibiricae Frolov, ass. nov.

Класс Sphenobaierietea Frolov, cl. nov.

Порядок Sphenobaierialia Frolov, ord. nov.

Союз Sphenobaierion Frolov, all. nov.

Ассоциация Sphenobaierietum czekanowskianaе Frolov, ass. nov.

Класс Coniopterietea Frolov, cl. nov.

Порядок Coniopterialia Frolov, ord. nov.

Союз Coniopterion Frolov, all. nov.

Ассоциация Conioptero murrayanae-Lycopoditetum tenerrimoris Frolov, ass. nov.

Класс Phyllothecietea Frolov, cl. nov.

Порядок Phyllothecialia Frolov, ord. nov.

Союз Phyllothecion Frolov, all. nov.

Ассоциация Phyllothecietum sibiricae Frolov, ass. Nov.

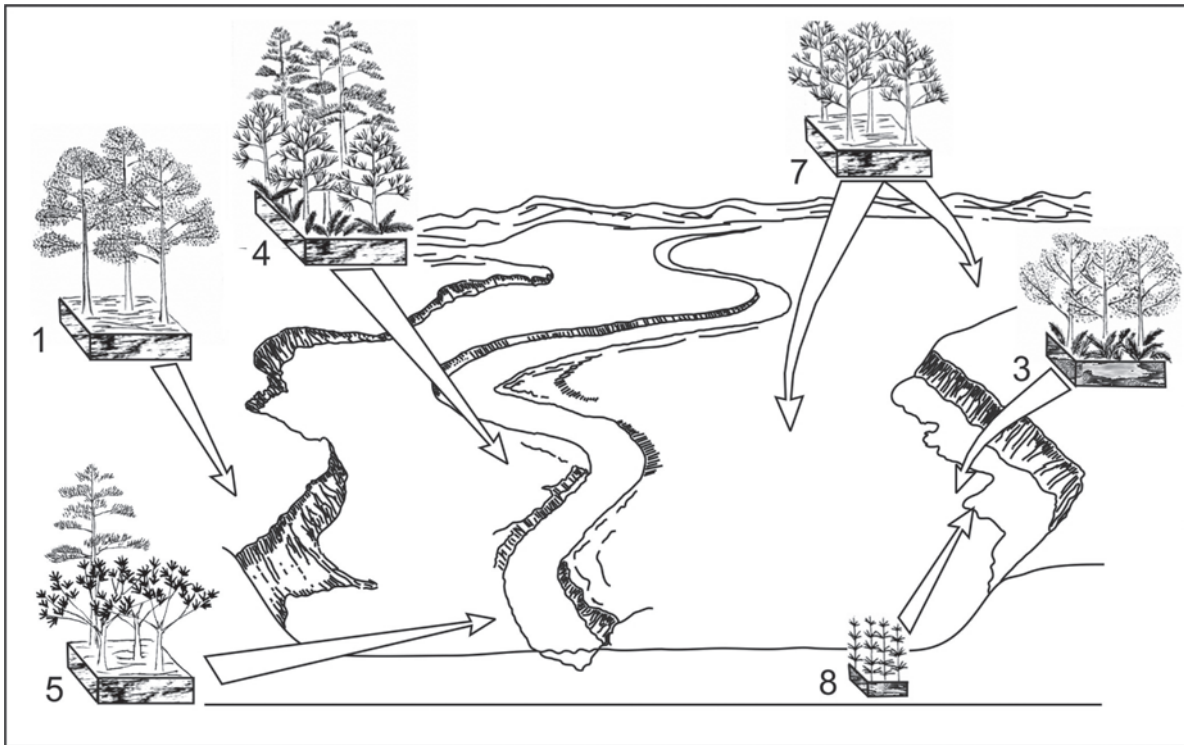
Таким образом, из юрских отложений Иркутского угольного бассейна нами установлено 10 ассоциаций. Среди них присутствуют сообщества гелофитов – ассоциация Phyllothecietum sibiricae, сообщества прибрежных травянистых макрофитов – ассоциация Conioptero murrayanae-Lycopoditetum tenerrimoris, а также сообщества пойменных лесов – ассоциации Czekanowskietum rigidae, Cladophlebietum haiburnensis, Coniopterietum maakianaе, Phoenicopsietum angustifoliae, Cladophlebedo williamsonii-Phoenicopsietum angustifoliae, Pityophyllo nordenskioldii-Phoenicopsietum angustifoliae, Ginkginetum sibiricae, Sphenobaierietum czekanowskianaе [7].

Причем из отложений Черемховской свиты установлены ассоциации Phyllothecietum sibiricae, Conioptero murrayanae-Lycopoditetum tenerrimoris, Czekanowskietum rigidae, Coniopterietum maakianaе, Pityophyllo nordenskioldii-Phoenicopsietum angustifoliae, Sphenobaierietum czekanowskianaе. В отложениях присаянской свиты известны ассоциации Phyllothecietum sibiricae, Conioptero murrayanae-Lycopoditetum tenerrimoris, Czekanowskietum rigidae, Cladophlebietum haiburnensis, Phoenicopsietum angustifoliae, Cladophlebedo williamsonii-Phoenicopsietum angustifoliae, Ginkginetum sibiricae. Следует отметить, что в черемховское и в присаянское время территория Иркутского бассейна представляла собой зрелую аллювиальную равнину. Выделенные ассоциации являются стадиями аллювиальной мезосерии и ев- и олиготрофной гидросерий.

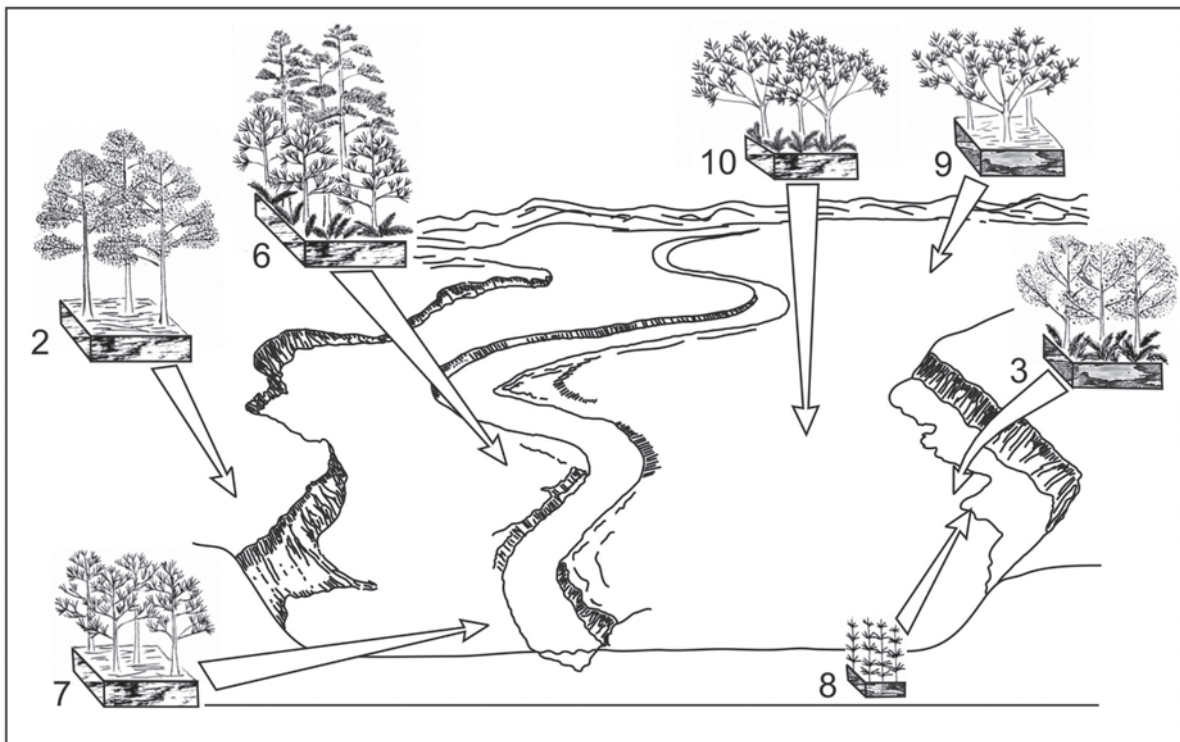
В русле идей В.В. Жерихина [2] за основу реконструкции развития палеоландшафтов и связанных с ними палеосукцессий нами положена следующая модель. По В.В. Жерихину, в захоронениях молодых долин, формирующихся после тектонического поднятия, должны быть представлены как долинные, так и склоновые ассоциации. По мере расширения долины увеличивается встречаемость в ориктоценозах долинных мезо- и некоторых гидросерий, а склоновые элементы должны постепенно исчезать из захоронений макроостатков, сохраняясь лишь в палиноспектрах. Наконец, в фитоориктоценозах зрелых аллювиальных равнин склоновые ассоциации исчезают, болотные гидросерии распространяются все шире, постепенно приобретая ландшафтообразующую роль.

Ниже мы попытаемся установить экологические особенности выделенных ассоциаций.

Согласно взглядам С.М. Разумовского [5], климаксовые сообщества в видовом отношении бедны и монотонны. Ярусная структура бывает проще, чем у инициальных сообществ. Климаксовые сообщества, с биоценологической точки зрения, далеко не всегда являются ландшафтообразующими. Чаше



a



б

Рис. 1. Реконструкция растительности зрелой аллювиальной равнины Иркутского угольного бассейна:
 а – в ранней юре, б – в средней юре (пояснения в тексте). Сообщества мезофильных местообитаний:
 1 – *Sphenobaierietum czekanowskianae*, 2 – *Ginkginetum sibiricae*, 3 – *Conioptero murrayanae-Lycopoditetum tenerimoris*.
 Сообщества низкой периодически затопляемой поймы (стадии евтрофной аллювиальной мезосерии):
 4 – *Cladophlebietum haiburnensis*, 5 – *Pityophyllo nordenskioldii-Phoenicopsietum angustifoliae*,
 6 – *Coniopterietum maakianaе*, 7 – *Czekanowskietum rigidae* (для средней юры), 8 – *Phyllothebietum sibiricae*.
 Сообщества переувлажненных заболоченных местообитаний (стадии олиготрофной гидросерии):
 7 – *Czekanowskietum rigidae* (для ранней юры), 9 – *Phoenicopsietum angustifoliae*,
 10 – *Cladophlebedo williamsonii-Phoenicopsietum angustifoliae*

все они более или менее широко распространены на средних или зрелых стадиях развития рельефа. Пенепленизация часто сопровождается сокращением площадей климаксов, в нашем случае, за счет ухудшения дренажа местности, способствующего развитию гидросерий. Таким образом, геоморфологически устойчивая стадия – пенеплен – не совпадает со стадией наибольшего распространения эндогенно устойчивых (климаксных) сообществ [2].

Исходя из этих особенностей можно предположить, что в отложениях зрелой аллювиальной равнины фитоориктоценозы климаксных сообществ встречаются очень редко и, как правило, являются монодоминантными. Среди наших сообществ, с учетом выше перечисленных особенностей, по-видимому, ассоциации *Sphenobaierietum czekanowskianae*, *Ginkgetum sibiricae* являются климаксовыми. Редкая встречаемость фитоориктоценозов климаксовых сообществ обусловлена тем, что необходимые для развития этих сообществ мезофильные местообитания имели меньшее распространение на территории зрелой аллювиальной равнины [7]. Таким образом, наши данные подтверждают предположение В.В. Жерихина и Н.С. Калугиной [1] о мезофильности и климаксовой роли лесов с представителями *Ginkgo* для Сибирской палеофлористической области.

Сообщества низкой периодически затопляемой поймы встречаются значительно чаще и являются стадиями аллювиальной мезосерии. К ним относятся ассоциации *Czekanowskietum rigidae* (для присаянского времени), *Cladophlebietum haiburnensis*, *Coniopterietum maakiana*, *Pityophyllo nordenskioldii-Phoenicopsietum angustifoliae*. Фитоориктоценозы данных ассоциаций приурочены к алевролитам и аргиллитам, отложившимся в результате паводков. Возможно, некоторые из этих ассоциаций могли существовать в виде субклимаксов.

Ассоциации *Czekanowskietum rigidae* (для черемховского времени), *Phoenicopsietum angustifoliae* и *Cladophlebidium williamsonii-Phoenicopsietum angustifoliae* представляют собой сообщества болотных

олиготрофных гидросерий. На это указывает приуроченность фитоориктоценозов данных ассоциаций к угольным пластам. Весьма вероятно, что представители родов *Phoenicopsis* и *Czekanowskia* в ряде мест давали главную массу растительного материала для некоторых мезозойских углей.

Как отмечал В.Д. Принада [4], достоверно известно, что так называемые бумажные угли почти нацело сложены листьями этих растений. Данные ассоциации болотных лесов играли ландшафтообразующую роль на территории зрелой аллювиальной равнины. Исходя из вышеизложенных представлений, авторы попытались реконструировать растительность зрелой аллювиальной равнины для ранне- и среднеюрского времени Иркутского угольного бассейна (см. рис. 1).

Литература

1. Жерихин В.В., Калугина Н.С. Ландшафты и сообщества // Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий. М.: Наука, 1985. С. 140–183.
2. Жерихин В.В. Избранные труды по палеоэкологии и филоценогенетике. М.: Т-во науч. изданий КМК, 2003. 542 с.
3. Иенатьев И.А. Разнообразие древних растительных сообществ: фитосоциологический подход // Журн. общ. биол. Т 53, № 6. 1992 С. 74–85.
4. Принада В.Д. Мезозойская флора Восточной Сибири и Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 368 с.
5. Разумовский С.М. Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1981. 231 с.
6. Фролов А.О. Юрские фитоценозы Усть-Балея (Иркутский бассейн): проблемы реконструкции и классификации // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий: Материалы коллоквиума (Москва, Главный ботанический сад РАН, 31 марта – 3 апреля 2009). М.: ГЕОС, 2009. С. 25–26.
7. Фролов А.О., Мащук И.М. Фитоценозы присаянского времени (средняя юра) Иркутского угольного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Саратов: Наука, 2009. С. 249–250.

ПЫЛЬЦА, СПОРЫ И МИКРООРГАНИЗМЫ, ИЗВЛЕЧЕННЫЕ ИЗ КИШЕЧНИКА МАМОНТЕНКА ЛЮБЫ (П-ОВ ЯМАЛ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

И.В. Хазина¹, О.С. Таранов², И.В. Саранина³, В.Г. Пугачев³, П.А. Косинцев⁴, В.Е. Репин³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² ГНЦ ВБ «Вектор», Кольцово, Россия

³ Институт химической биологии и фундаментальной медицины СО РАН, г. Новосибирск, Россия

⁴ Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Крайне редко выпадает возможность исследовать внутренности вымерших, исчезнувших много лет назад животных. Такие находки единичны и каждый раз представляют собой научную сенсацию.

Обычно мягкие ткани становятся пищей хищников, далее – падальщиков и одновременно подвергаются разложению под действием микроорганизмов. Это приводит к рассеиванию и смешению с окружающей

средой и, как следствие, к резкому ограничению научной ценности ископаемого материала.

Тем более ценна находка целой туши мамонтенка Любы, названного в честь жены охотника, оленевода Юрия Худи. Мамонтенок (рис. 1) был найден на наносной песчаной отмели склона реки Юрибей, п-ов Ямал [N68°38'26.1" E072°40'41.5"]. Вес Любы изначально 55 кг, возраст – около 6 месяцев, возраст находки оценивается приблизительно в 37 тысяч лет. Томографические исследования подтвердили, что внутренности и скелетный материал не подвергался механическому разрушению.

Образцы останков мамонтенка Любы были отобраны в стерильной лаборатории Санкт-Петербурга одновременно коллективом ученых из России (Тара-

нов, Косинцев, Тихонов, Репин), Японии (Сузуки), Франции (Бьюиг), США (Фишер) путем проделывания бурами стерильных отверстий. Отбор проб из внутренностей контролировался эндоскопом.

Цель настоящего исследования – изучение состава пыльцы, спор и микроорганизмов, содержащихся в образце из кишечника мамонтенка, и сравнительный анализ с современными представителями растительности и микробиоты.

Вес образца кишечника – 0,12 г, он представлял собой осадок темно-коричневого цвета, состоящий из растительных остатков, корешков мха, некоторого количества минеральных зерен. В таблице представлены спектры проанализированного материала, в котором представлены пыльцевые зерна.



Рис. 1

Стекло № 1		Стекло № 2		Стекло № 3	
<i>Salix</i>	8	<i>Salix</i>	4	<i>Salix</i>	3
Cyperaceae	8	Cyperaceae	12	Cyperaceae	2
Poaceae	8	Poaceae	10	Poaceae	2
Fabaceae	1	Fabaceae	2	Fabaceae	1
Chenopodiaceae	1	Chenopodiaceae	1		
Ranunculaceae	1	Ranunculaceae	1		
<i>Larix</i>	1	<i>Larix</i>	1		
<i>Betula nana</i>	4	<i>Betula nana</i>	1		
		<i>Betula</i> sp.	1		
		<i>Betula</i> Ssect. <i>Albae</i>	2		
<i>Artemisia</i>	5	<i>Artemisia</i>	4		
		Asteraceae	1	Asteraceae	1
				<i>Pinus sibirica</i>	1
		<i>Plantago</i>	1		

Микробиологический анализ образцов мамонтенка Любы показал необычные результаты. Удалось высеять только микроорганизмы рода *Enterobacter*. Это грамотрицательные, палочкообразные, не образующие споры бактерии, факультативные анаэробы. Энтеробактерии входят в состав нормальной микрофлоры кишечника человека и теплокровных животных, встречаются в почве, воде, пищевых продуктах. Энтеробактерии присутствуют в различных отделах желудочно-кишечного тракта здорового человека. Их количество увеличивается от проксимальных отделов к дистальным (в толстой кишке обнаруживается от 0 до 10^3 КОЕ/мл энтеробактерий, в подвздошной – от

10^2 до 10^6 КОЕ/мл). В нашем случае удалось высеять только монокультуру (рис. 2). Титр бактерий чрезвычайно высок $5,1 \times 10^4$ КОЕ/мл.

Несмотря на наличие в кишечнике растительных остатков, пробы не выявили культивируемых спорообразующих бактерий, дрожжей и грибов. Не было обнаружено бактерий в толще кожи и в жировых тканях.

Таким образом, выполненный палинологический анализ образца позволяет предположить, что если мамонтенок и питался самостоятельно, то основу его рациона составляли травянистые растения, главным образом осоки и злаки, а также побеги ивы.

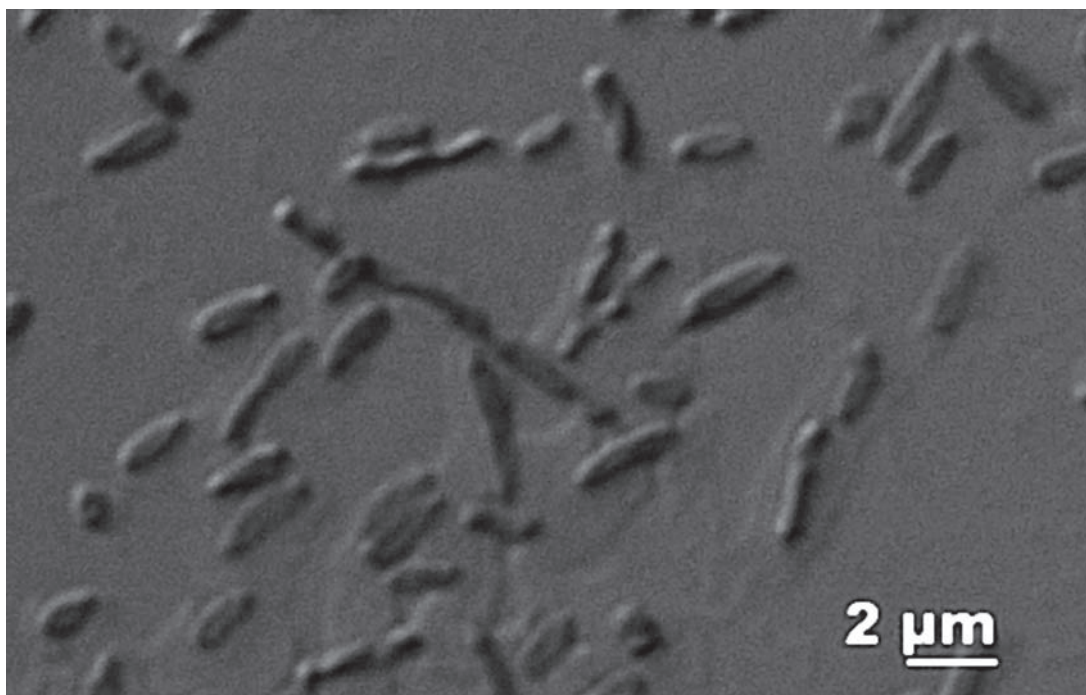


Рис. 2

Анализ микробиоты кишечника продолжается в поисках необычных генетических систем, позволивших этим микроорганизмам пережить столь длительное время.

Работа частично поддерживалась интеграционными грантами № 10, 117 СО РАН и программой РАН № 15.

Литература

1. *Ukrainitseva V.V.* Vegetation cover and environment of the «Mammoth Epoch» in Siberia. Inc. Hot Springs, South Dakota, 1993. 309 p.
2. *Савинова Г.М.* Палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений в районе захоронения

Юкагирского мамонта // Юкагирский мамонт. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2007. С. 70–88.

3. *Лаптева Е.Г., Корона О.М.* Палеоботанические исследования местонахождений Монгоченского мамонта (Гыданский полуостров) // Палинология: стратиграфия и геоэкология: Сборник научных трудов XII Всероссийской Палинологической конференции (29 сентября – 4 октября 2008 г., Санкт-Петербург). СПб: ВНИГРИ, 2008. Т. 2. С. 149–154.
4. *Томская А.И., Савинова Г.М.* Спорово-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений бассейна среднего течения р. Яны // Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971. С. 131–146.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО НЕОКОМА РАЗРЕЗА АЙМАКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА

О.П. Ярошенко

Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

История палинологического изучения нижнемеловых отложений Кавказа берет начало с 1960-х гг. [1, 2, 4–8].

Изучение серии образцов из морских отложений нижней части разреза Аймаки, представленной преимущественно терригенными отложениями, позволило выявить палинологический комплекс, включающий споры папоротников, мхов, пыльцу голосеменных растений, а также зеленых водорослей. Кроме того, в комплексе наблюдались постоянные находки диноцист, микрофораминифер и празинофитов.

Изученная часть разреза представлена неравномерным переслаиванием темно-серых, серых, глинистых алевролитов, алевролитов при подчиненном участии песчаников видимой мощностью около 110 м. Палеонтологически эта часть разреза не охарактеризована. Подстилающие отложения, представленные органогенными, песчанистыми известняками, в Центральном Дагестане по брахиоподам датируются берриас-валанжинским возрастом [6]. Перекрывающие, на основании данных изучения наннопланктона (Щербинина Е.А., ГИН РАН, устное сообщение), относятся к верхнему готериву.

В большинстве спектров изученного комплекса преобладает пыльца хвойных, представленная родами *Classopollis* (4–48%), в среднем около 28%, *Exesipollenites* (2–19%), *Callialasporites* spp. (до 8%), *Perinopollenites elatoides* (до 8%), *Araucariacites* (до 3%), и двухмешковая пыльца *Disaccites* (3,5–34%). Последние отличаются плохой сохранностью. Спорадически отмечена единичными зернами пыльца *Cycadopites* sp., *Caytonia* sp., *Eucommiidites* sp., *Equisetosporites* sp.

Несмотря на превалирующую роль пыльцы, наибольшее разнообразие наблюдается в составе спор папоротников, представленных *Cicatricosisporites exilioides*, *C. australiensis*, *C. circulus*, *C. imbricatus*, *C. hughesi*, *C. minutaestriatus*, *C. pseudotripartitus*, *C. subrotundus*, *C. stoveri*, *C. purbeckensis* и другие. Реже встречены *Plicatella crimensis*, *Appendicisporites* и *Costatoperforosporites*. Следует отметить значительную роль представителей родов *Concavissimisporites*, *Impardecispora*, включающих *C. asper*, *C. variverrucatus*, *C. informis*, *I. apiverrucatus*, *I. tribotrys* и др. Споры *Pilosisporites trichopapillosus*, *P. verus*, *P. spp.* отмечаются постоянным присутствием и значительным количеством. Находки *Trilobosporites canadensis*, *T. sp.* редки и приурочены к нижним спектрам комплекса. В составе глейхениевых наиболее заметна роль *Gleicheniidites senonicus*, *Clavifera triplex*, в меньшей степени *G. rasilis*, *G. circinidites*, в то время

как количество *Ornamentifera distalgranulata* иногда достигает 20%. Среди спор мхов наиболее характерными являются *Foraminisporis dailyi*, *F. wonthaggiensis*, реже отмечены споры родов *Stereisporites*, *Aequitriradites*, *Cooksonites*, *Couperisporites* и *Triporetetes*. В большом количестве присутствуют зеленые водоросли (*Leiosphaeridia*).

Не менее характерно постоянное присутствие в комплексе разного количества спор: *Lycopodiacidites* spp., *Retitriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Dictyophyllidites* spp., *Deltoidospora halli*, *D. juncta*, *Ceratosporites pocockii*, *Leptolepidites verrucatus*, *Contignisporites cooksonii*, *Cingutritetes pocockii*, *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Coronatisporites valdensis*, *Klukisporites pseudoreticulatus*, *Stoverisporites lunaris*, *Biretisporites potoniaei*, *Foveosporites canalis*, *Densoisporites* spp., *Staplinisporites caminus* и др. Приведенные споры являются унаследованными элементами юрской палинофлоры, в которую входит и пыльца *Callialasporites dampieri*, *C. crenulatus*, *C. segmentatus*, *Araucariacites*, *Perinopollenites elatoides*, *Exesipollenites tumulus*, не говоря уже о *Classopollis*, который известен с позднего триаса. Являясь реликтовой группой юрской палинофлоры, эта ассоциация играет равную роль с типично раннемеловыми таксонами в составе данного комплекса, что позволяет предположить его ранне-неокомский возраст.

Изучение нижнемеловых комплексов обычно связано с рассмотрением доли участия в них основных групп спор, включающих ребристые споры схизейных *Cicatricosisporites*, спор *Gleicheniidites* и пыльцу *Classopollis*. Данный комплекс отличается от известных неокомских комплексов не только по содержанию в нем большого количества реликтовых форм, умеренного количества пыльцы *Classopollis*, а также значительного участия спор *Pilosisporites trichopapillosus*, *P. verus*, *Ornamentifera distalgranulata*. По разнообразию систематического состава его можно сравнить с комплексом из отложений берриаса Северо-Бузачинского поднятия [6], хотя в последнем *Classopollis* занимает преобладающее положение. Доминирующая роль этой пыльцы и бедный состав комплексов валанжина кавказского региона [5, 8] существенно отличают их от рассматриваемого комплекса. По группе таксонов его можно сравнить с комплексами берриаса и валанжина юга Франции [3]. Все эти данные позволяют предположить что изученный комплекс имеет берриас-валанжинский возраст. Палинокомплекс разреза Аймаки имеет сходство с ассоциацией из верхов берриаса – низов валанжина

Нижнесаксонского бассейна Германии [9], в которой встречены многие таксоны рассматриваемого комплекса, а также увеличение количества *Pilosisporites trichopapillosus*, *P. verus*, *Concavissimisporites* spp., *Impardecispora* spp., разнообразия глейхеневых, в числе которых отмечена *Ornamentifera distalgranulata*.

Уточнение данного материала и изучение последующего, возможно, позволит говорить о валанжинском или более молодом возрасте отложений, поскольку в изученном палинокомплексе нет достаточно четких критериев для соответствующих ярусов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00872).

Литература

1. Алиев М.М., Даниленко Т.А., Смирнова С.Б. Палинозоны раннего мела Кавказа // Применение палинологии в нефтяной геологии. М.: Наука, 1976. С. 27–30.
2. Барабошкин Е.Ю., Смирнова С.Б., Виноградова К.В. и др. Новые данные о пограничных отложениях юры и мела района полуострова Бузачи (Северный Каспий) // Меловая система России и ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всерос. совещ., г. Новосибирск, 19–23 сентября 2008 г. / Под ред. О.С. Дзюба, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 31–32.
3. Вахрамеев В.А., Котова И.З. Граница юры и мела в свете палинологических данных // Избранные труды В.А. Вахрамеева. Проблемы стратиграфии мезозоя. М.: Наука, 1989. С. 208–215.
4. Даниленко Т.А., Лизунова Л.В. Палиностратиграфия нижнего мела Северо-Восточного Кавказа // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 81–84.
5. Куваева С.Б., Алиев М.М., Алиев Р.А. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы юго-восточного Кавказа и их стратиграфическое значение // Биостратиграфия и палеогеография мезо-кайнозоя нефтегазоносных областей Юго-Востока СССР. М.: Наука, 1964. С. 42–56.
6. Смирнова С.Б., Казакова З.И. Расчленение юрских и нижнемеловых отложений Северо-Бузачинского поднятия по палинологическим данным // Советская геология. 1982. № 3. С. 111–116.
7. Чэнь Синьюй. Берриас-нижнебарремские ринхонеллиды (тип Brachiopoda) Дагестана и их значение для стратиграфии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 2009. 25 с.
8. Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 117. М.: Наука, 1965. 131 с.
9. Dörhöfer G., Norris G. Discrimination and correlation of highest Jurassic and Lowest Cretaceous terrestrial palynofloras in North-West Europe // Palynology. 1977. Vol. 1. P. 79–93.

СЕКЦИЯ 8. ПОЗВОНОЧНЫЕ ЖИВОТНЫЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

БИОЗОНАЛЬНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИОЦЕНОВЫХ ФАУН ПОЗВОНОЧНЫХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Б.У. Байшашов, Л.А. Тютюкова

Институт зоологии, г. Алматы, Казахстан

За всю историю палеонтологических исследований в Казахстане обнаружено более 300 местонахождений с остатками ископаемых животных. Находки последних лет значительно пополнили систематический состав фауны и уточнили возраст вмещающих отложений. Нами проанализировано четыре крупных местонахождения Юго-Восточного Казахстана, сформировавшихся во времена, соответствующие уровням биоэональной шкалы MN 2-3, MN 4, MN 11 и MN 11, 17.

1. Местонахождение **Аякоз** (координаты 47°52.72N 080°05.78E) расположено в 25–28 км западнее г. Аякоз и слагает правый борт одноименной реки. Характеристика разреза выполнена В. Толочко [25]. Материал, собранный здесь в конце 50-х и начале 60-х гг. XX в., был представлен, в основном, костями крупных млекопитающих, среди которых определены: *Amynodontidae*, *Rhinocerotinae*, *Chilotherium schlosseri* (Weber, 1904), *Teleocerotinae* (*Brachypotherium* ? sp., *Aprotodon*? sp.), *Hipparion* sp., *H. cf. elegans* Gromova, 1952, *Gazella* sp., *Paleomeryxinae* [13, 25]. В отношении микротериоостатков первоначально поиски велись визуально. Поэтому были обнаружены лишь единичные крупные экземпляры, принадлежавшие зайцеобразным: *Desmatolagus cf. robustus* Matthew et Granger, 1923, *Sinolagomys cf. major* Bohlin, 1937, *S. cf. gracilis* Bohlin, 1942, *Bellatona* sp., *Hypolagus* sp., *Proochotona* ex gr. *eximia* Chomenko, 1914, *Steneofiber depereti* Mayet, 1908; бобрам: *Asiacastor antecedens* Lytshev, 1982; тахиориктоидным: *Ayakozomys sergiopolis* Tyutkova, 2000, *Aralomys padre* Tyutkova, 2000; две нижнечелюстных кости заподид: *Plesiosminthus tangingoli* Bohlin, 1946, *Plesiosminthus* sp. – и лишь несколько отдельных зубов *Heterosminthus firmus* Zazhigin et Lopatin, 2000 из коллекции Н.С. Шевыревой, собранной в 1980 г. [15, 18, 20, 22, 28]. В отношении геологического возраста выявленной фауны (а соответственно и костеносного горизонта) до сих пор не было единого мнения. Одни исследователи датировали его как эоцен – плиоцен (переотложения) [25], другие – как ранний [17, 18, 22, 28] или вторая половина раннего миоцена [27, 31, 33], третьи – как средний миоцен [3, 13]. В 1996 г. данный разрез изучался сотрудниками лаб. палеозоологии Института зоологии МОН РК. В результате было установлено, что остатки, ранее принятые за кости эоценового бо-

лотного носорога (*Amynodontidae*) и плиоценового? гиппариона (*Hipparion cf. elegans*), в действительности принадлежали раннемиоценовому носорогу рода *Protaceratherium* Abel, 1910 [9]. Далее было выяснено, что остатки описанного отсюда мио-плиоценового? *Chilotherium cf. schlosseri* принадлежали раннемиоценовому *Aprotodon ayakozensis* Bayshashov, 2001. Впервые нами здесь найдены зубы свинообразного *Palaeochoerus* Pomel, 1846. Представители этого рода были известны из раннемиоценового местонахождения Джиланчик близ п. Кызылжар (Центральный Казахстан) [26]. Кроме того, в Аякозе собраны зубы древнего оленя *Amphitragulus* Pomel, 1846, который известен в составе позднеолигоценовой? – раннемиоценовой фауны Акеспе Северного Приаралья [1].

В результате изучения коллекций, собранных в 1996, 2006 гг., фаунистический состав Аякоза также был пополнен новыми видами зайцеобразных и грызунов: *Amphilagus cf. antiquus* Pomel., 1853, *Bellatona kazakhstanica* Erbajeva, 1988 (= *Bellatona* sp.), *Desmatolagus simplex* (Argyropulo, 1939), *Dystylomys nata* (Shevyreva, 1996), *Proditylomys* sp., *Yindirtemys minimus* Tyutkova, 2009, *Sayimys* sp., *Sinotamias maximus* Tyutkova, 2009, *Pseudotheridomys emry* Tyutkova, 2009, *Rhodanomys bayshashovy* Tyutkova, 2009, *Plesiosciurus sinensis* Qiu, Liu, 1986, *Sciuridae* gen. sp., *Prodryomys* sp., *Parasminthus* sp., *Heterosminthus cf. orientalis* Schaub, 1930, *Cricetodon* sp., *Eucricetodon* sp., *Megacricetodon* sp. [15, 29, 30]. Одни из этих родов: *Yindirtemys*, *Pseudotheridomys*, *Rhodanomys*, *Eucricetodon* – известны из фаун, датированных началом раннего миоцена, а именно MN 1-3. *Proditylomys*, *Heterosminthus*, *Cricetodon*, *Megacricetodon*, наоборот, только появились в составе фаун, сформировавшихся начиная с MN 3. Таким образом, исходя из биоэонального распространения грызунов возраст аякозского комплекса, возможно, продатирован в рамках MN 1-3.

Биоэональный возраст основных крупных млекопитающих Аякоза не выходит за рамки раннего миоцена (MN 1-3). В частности, у *Aprotodon* он соответствует MN 1-2, *Protaceratherium* – MN 1-4, *Palaeochoerus* – MN 1-2, *Amphitragulus* – MN 1-3. Однако в ее составе не встречаются представители олигоцена, такие как, например, гигантские носороги (*Paraceratherium*) и жвачные (*Lophiomeryx*), которые

присутствуют в Акеспе (комплексом фауны MN 1). Следовательно, фауна Аязоза несколько моложе таковой из Акеспе и по крупным млекопитающим может быть рассмотрена в пределах MN 2-3.

2. Еще один раннемиоценовый комплекс позвоночных Юго-Восточного Казахстана – фауна местонахождения **Актау**. В целом, отложения здесь представлены 1 000-метровой толщей от эоцена до плейстоцена включительно. Здесь обсуждаются только слои, расположенные в правом борту ущелья **Кызылсай** (UTM 44358960E 4872900N) и у подножья «**Большой юрты**» (UTM 44359688E 4873313N). Относятся они к актауской свите [10] и слагаются из желтых, оранжевых песков, песчаников, конгломератов с линзами серых глин, причисляемых ранее к верхнеактауской подсвите [2], а еще раньше – к чуладырской свите [4]. Подробное описание разреза приведено С. Лукасом [35].

Начиная с 1950 г. здесь были обнаружены кости *Ocadia iliensis* Khozatzky et Kuznetzov, 1971; *Schizotherium* sp.; *Diaceratherium* (*Brachypotherium*) *aurelianense* (Nouel), 1866; *Suiformes* gen. indet.; *Lagomeryx vallesensis* Crusaf et Vill., 1955; *Procervulus gracilis* Vislabokova, 1983; *Stephanocemas aralensis* Beliajeva, 1974; *S. actauensis* Abdrakhmanova, 1993; *Prepalaeotragus* sp.; *Caprinae?*; *Gomphotherium angustidens* (Cuvier), 1806; *G. cf. angustidens* [2, 7, 10, 24, 33]. Судя по систематическому составу, актауская фауна коррелируется с раннемиоценовой кушукской из Центрального Казахстана. Если проследить принадлежность некоторых форм к определенным биоцонам, можно отметить, что *Gomphotherium* и *Diaceratherium* характерны для MN 3-4, *Procervulus* – для MN 3-5, а *Lagomeryx* – для MN 3-7. Таким образом, актаускую фауну можно датировать, в среднем, биоценой MN 4.

3. Следующее миоценовое местонахождение Юго-Восточного Казахстана – **Ботамойнак** (43°03.85N 078°13.75E), расположено близ п. Курметы и является захоронением раннегиппарионовой фауны. Литология слоев разреза составлена В. Коченовым [8]. Впервые костные остатки обнаружены здесь в 1975 г. геологом ГИН РАН С.А. Несмеяновым в твердых мергелистых линзах. В процессе раскопок, проведенных здесь Б.У. Байшашовым в 1977–1980 гг., была получена богатая коллекция крупных млекопитающих. Среди них носороги: *Dicerorhinus kurmetiensis* Bayshashov, 1983, *Chilotherium anderssoni* Ringstrom, 1924; гиппарион: *Hipparion* sp., жвачные; *Tragoceros frolovi* M. Pavl. 1913, *Lagomeryx satensis* Musakulova, 1972, *Cervidae* gen. indet., *Miotragoceros* sp., хищники; *Plesiogulo crassa* (Teilhard, 1945); *Ictitherium wongii* Zdansky, 1924; *Percrocuta* sp., *Pseudaelurus turnauensis* (Hoernes), 1881 [6, 8, 23]. Биостратиграфически интересна находка остатков *Ch. anderssoni*. Ранее этот вид был известен из верхнемиоценовых (меотис) отложений Китая (Шанси) и Киргизии (Кочкорская впадина). По размерам он гораздо меньше, а по признакам – архаичнее (сравнительно слабое развитие

внутренних образований на протоконуле и метакоуле коренных зубов, низкая коронка и т.д.), чем *Ch. orlovi* Bayshashov, 1982 из Павлодара (Казахстан) [5], но более продвинутой (более развитые складки и гипсодонтность зубов), чем *Ch. sarmaticum* Korotkevich, 1958 из Берислава (Украина). В породе, промытой в Ботамойнаке Л.А. Тютюковой в 2005 г., впервые были обнаружены остатки зайцеобразных и грызунов, по предварительным данным, принадлежавшие позднемиоценовым: *Proochotona cf. eximia* Chomenko, 1914, *Ochotonoides* sp., *Sciuridae*, *Lophocricetus* sp., *Pseudomeriones* sp., *Allocricetulus* sp., *Orientalomys* sp. Представители этих родов прежде были обнаружены в составе гиппарионовых фаун Казахстана, Китая и Монголии [16, 22, 34, 36].

Исходя из биостратиграфического распространения составляющих форм, фауну Ботамойнака можно рассматривать древнее, чем павлодарскую (MN 12), но моложе, чем бериславскую (MN 10), как отмечали и ранее [11]. Следовательно, ее можно датировать поздним миоценом, соответствующей биоцоне MN 11.

4. На северном склоне Кунгей Алатау, недалеко от поселка Саты (= Таушилик), расположено другое местонахождение, ранее отмечаемое в литературе как **Саты** (43°03.724N 078°24.392E). Краткая характеристика разреза приведена С.А. Несмеяновым [14]. Первые костные остатки, обнаруженные здесь в 1956 г. О.В. Бажановым и М.Д. Бирюковым, приурочены к саташской свите [4]. По определению В.С. Бажанова, они принадлежали *Hyaenictitherium hipparionum*, *Cervidae*, *Gazella* sp., *Rhinocerotidae* gen. indet., а возраст фауны был определен как средне-позднемиоценовый. Однако позже, *Gazella* sp. была переопределена как *Lagomeryx satensis* Musakulova, 1972 и фауна датирована как среднеплиоценовая [12, 21]. Такое расхождение во мнениях, по-видимому, было связано со смешанностью костных остатков из разных отложений. Выше по разрезу были обнаружены отпечатки растений, которые были широко распространены как в палеогене, так и в неогене [19], а еще выше флороносного горизонта найдены кости лошади стенона и овернского мастодонта. Следовательно, можно говорить о двух разновозрастных фаунистических горизонтах в Сатах: нижний – позднемиоценовый (сопоставим с фаунистическим горизонтом местонахождения Ботамойнак или MN 11) и верхний – позднеплиоценовый (MN 17).

Литература

1. Абдрахманова Л.Т. Палеогеновые и неогеновые жвачные на территории Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. 1973. 25 с.
2. Абдрахманова Л.Т., Байшашов Б.У., Костенко Н.Н. Новые данные по палеонтологии Джунгарского Актау (Юго-Восточный Казахстан) // Вестник АН КазССР. 1989. № 3. С. 76–78.
3. Бажанов В.С. Время появления гиппарионов в пределах Казахстана // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата, 1961. Т. 3. С. 3–10.

4. Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Схема стратиграфии третичных отложений юго-востока Казахстана и Севера Киргизии в свете палеонтологических данных // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1958. Т. 2. С. 5–16.
5. Байшапов Б.У. Новый вид носорога рода *Chilotherium* из Павлодара // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1982. Т. 8. С. 72–83.
6. Байшапов Б.У. Новый носорог из неогена Казахстана // Палеонтологический журнал. 1983. № 1. С. 131–135.
7. Байшапов Б.У. Находки костей раннемиоценовых носорогов на юго-востоке Казахстана // Известия АН КазССР. 1991. № 4. С. 84–87.
8. Байшапов Б.У. Неогеновые носороги Казахстана. Алматы, 1993. 194 с.
9. Байшапов Б.У. Новые данные о древних копытных из местонахождения Аякоз и их биостратиграфия // Геология Казахстана. 2001. № 5–6. С. 140–147.
10. Байшапов Б.У. Результаты палеонтологических исследований местонахождения Актау (Илийская впадина, Юго-Восточный Казахстан) // Selevinia. 2005. С. 45–48.
11. Байшапов Б.У. Биостратиграфическая корреляция некоторых палеогеновых и неогеновых отложений Юго-Восточного Казахстана // Selevinia. 2006. С. 198–200.
12. Бирюков М.Д., Воскобойников М.Е., Савинов П.Ф. К стратиграфии неогена Казахстана // Известия АН КазССР. Сер. Геол. 1968. № 2. С. 11–20.
13. Воробейчик А.А. Остатки млекопитающих из отложении аральской свиты на реке Аягуз // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1958. Т. 2. С. 28–33.
14. Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Стратиграфия и млекопитающие континентальных третичных отложениях юго-востока Средней Азии. М., 1982. 137 с.
15. Ербаева М.А. Кайнозойские зайцеобразные Казахстана // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1982. Т. 8. С. 25–38.
16. Ербаева М.А. Пищухи кайнозоя. М.: Наука, 1988. 222 с.
17. Ербаева М.А. Стратиграфическое распространение зайцеобразных (Lagomorpha, Mammalia) в третичных отложениях Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Вопросы териологии. 1994. С. 65–78.
18. Зажигин В.С., Лопатин А.В. История Dipodidea (Rodentia, Mammalia) в миоцене Азии. 1. Heterosminthus (Lophocricetinae) // Палеонт. журнал. 2000. № 3. С. 90–102.
19. Корнилова В.С. Растительные остатки неогеновых отложениях Кунгей Алатау // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1961. Т. 3. С. 74–93.
20. Лычев Г.Ф. Новые находки бобровых в Павлодарской и Семипалатинской областях // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1982. Т. 8. С. 39–49.
21. Мусакулова-Абдрахманова Л.Т. Представитель жвачных (*Lagomeryx satensis* sp. nov.) в Казахстане // Териология. 1972. Т. 1. С. 155–159.
22. Савинов П.Ф. Тушканчиковые (Dipodidae, Rodentia) палеогена и неогена Казахстана: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1974. 22 с.
23. Тлеубердина П.А., Байшапов Б.У. Новое захоронение гиппарионовой фауны в Тянь-Шане // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1987. Т. 9. С. 45–69.
24. Тлеубердина П.А., Абдрахманова Л.Т., Байшапов Б.У. Реннемиоценовая фауна млекопитающих Джунгарского Алатау (горы Актау) // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1993. Т. 12. С. 92–115.
25. Толочко В.В., Аубекерова П.А. Эоцен-плиоценовые отложения средней части бассейна р. Аягуз // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. 1971. Вып. 4(29). С. 154–160.
26. Трофимов Б.А. Древнейший представитель примитивных свиней в Азии // Доклады АН СССР. 1949. № 1. С. 145–148.
27. Тюткова Л.А. Раннемиоценовые зайцеобразные и грызуны местонахождения Аягуз (Восточный Казахстан) // Проблемы охраны и устойчивого использования биоразнообразия животного мира Казахстана. Алматы, 1999. С. 46.
28. Тюткова Л.А. Новые раннемиоценовые Tachyoryctoididae (Rodentia, Mammalia) // Selevinia. 2000. С. 67–72.
29. Тюткова Л.А. О некоторых грызунах в раннемиоценовой фауне Аякоза (Восточный Казахстан) // Тр. Ин-та зоологии МОН РК. 2009. Т. 50. С. 41–46.
30. Тюткова Л.А. Раннемиоценовые Eomyidae и Gliridae Аякоза (Восточный Казахстан) // Там же. С. 47–51.
31. Шевырева Н.С. Грызуны (Rodentia, Mammalia) неогена Евразии и Северной Африки – эволюционная основа плейстоценовой и современной фауны грызунов Палеарктики // Вопросы териологии. История и эволюция современной фауны грызунов (неоген-современность). 1983. С. 9–145.
32. Хоцацкий Л.И., Кузнецов В.В. Пресноводная черепаха олигоцена Джунгарского Алатау // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. 1971. Т. 5. С. 34–51.
33. Bayshashov B.U., Tyutkova L.A., Lucas S.G. Mammalian fauna and Miocene age of the Ayakoz locality, Eastern Kazakhstan // Journal of Vertebrate Paleontology. Abstracts of papers. 1999. Vol. 19, № 3. P. 31A.
34. Bruijn H. de., Mein P., Montecat C., Weerd A. van de. Correlations entre les Gisements de Rongeurs et les Formations Marines du Miocene Terminal d'Espagne Meridionale 1 (provinces d'Alicante et de Murcia) // Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch. Ser. B. 1975. Vol. 78(4). P. 1–32.
35. Lucas S.G., Bayshashov B.U., Tyutkova L.A., Zhamangara A.K., Aubekero B.Zh. Mammalian biochronology of the Paleogene-Neogene boundary at Aktau Mountain, eastern Kazakhstan // Palaontologische Zeitschrift. 1997. 71 (3/4). S. 305–314.
36. Schaub S. Über einige fossile Simplicidentaten aus China und der Mongolei // Abhandlungen der Schweizerischen Paleontologischen Gesellschaft. 1934. Bd. 54. S. 1–41.

A BRIEF REVIEW OF THE «WOOLLY RHINO» *COELODONTA ANTIQUITATIS* (BLUMENBACH, 1799) (MAMMALIA, RHINOCEROTIDAE) IN ITALY (SOUTHERN EUROPE)

Emmanuel M.E. BILLIA

via Bacchiglione 3, 00199 Roma, Italy

Among the Middle and Late Pleistocene large mammals, the “woolly rhinoceros” *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) was one of the most widely distributed species in Eurasia. Moreover it was very well-represented in the famous French-Cantabrian rock art.

In the course of the last two centuries, *C. antiquitatis* (better known in vernacular as “woolly rhino”, “rhinocéros laineux” or “rhinocéros à narines cloisonnées” or “rhinocéros à toison laineuse”, “Wollhaarigen Nashorn” or “Fellnashorn”, “rinoceronte lanudo”, “rinoceronte lanoso”, “nosorozec wlochaty”, “sherstisty nosorog”, etc) has also been identified as: *Rhinoceros lenensis* Pallas, 1773 – *Rhinoceros antiquitatis* Blumenbach, 1799 – *Rhinoceros tichorhinus* Fischer v. Waldheim, 1811 (often erroneously attributed to Cuvier, 1812) – *Rhinoceros Pallasi* Desmarest, 1822 – *Coelodonta Bojei* Bronn, 1831 – *Rhinoceros tichorhinus* Cuvier, 1834–36 – *Rhinoceros tichorhinus* Brandt, 1849 – *Rhinoceros tichorhinus* Giebel, 1851 – *Rhinoceros antiquitatis* Falconer, 1868 – *Rhinoceros jourdani* Lortet & Chantre, 1876 – *Rhinoceros (Tichorhinus) antiquitatis* Brandt, 1877 – *Rhinoceros tichorhinus* M. Pavlova, 1892 – *Rhinoceros antiquitatis* Schroeder, 1900 – *Rhinoceros antiquitatis* Blumenbach *tichorhinus* Fischer Lubicz Niezabitowsky, 1914 – *Tichorhinus antiquitatis* (= *tichorhinus*) Wüst, 1922 – *Rhinoceros antiquitatis* Hilzheimer, 1924 – *Rhinoceros antiquitatis* Osborn, 1929 – *Tichorhinus antiquitatis* Zeuner, 1934 – *Tichorhinus antiquitatis* Thenius, 1955 – *Rhinoceros (Tichorhinus) antiquitatis* Friant, 1961–63, and others.

At present, as far as the Italian peninsula is concerned – on the basis of the fossil evidence – *C. antiquitatis* is certainly recorded from seven localities only (fig. 1).

The available material on the whole has recently been revised by the author.

LOCALITIES AND MATERIAL

1. At Opicina (Carso Triestino, Trieste, Venezia Giulia, North-Eastern Italy) an upper molar (MCSN-TS n.n.) and a fragmentary upper premolar (MCSN-TS n.n.) of large dimensions were found by G. Carrara in 1901 [26]. Being not worn, the two *C. antiquitatis* teeth belong to a young individual. Unfortunately, neither chrono- nor biostratigraphical data on this discovery are available (collections: Museo Civico di Storia Naturale, Trieste).

2. From Fadalto nel Polesine (Rovigo, Southern Veneto, North-Eastern Italy) [27] come two very

well-preserved large dimensions *C. antiquitatis* upper teeth (IGUP n.n.; illustrations in 27). Unfortunately, neither chrono- nor biostratigraphical data are available. Moreover – at least at present – the material is not traceable (previously, they were in the collections of the Museo dell’Istituto di Geologia of the Università Statale, Padova).

3. In 1993, in Aurignacian levels of a cave named Grotta-Riparo di Fumane (Valle di Manune, Monti Lessini, Verona, Southern Veneto, North-Eastern Italy) (about 350 m asl) in addition to more than 5,000 skeletal remains belonging to 23 mammalian and 47 bird species [5] a *C. antiquitatis* isolated second upper deciduous molar (MNPEP-GRF 93/1) was also discovered. It is showing a very rare dental structural abnormality of genetic origin (amelogenesis imperfecta of hypoplastic type autosomic-dominant) (fig. 1, a, b, c, d) [7–9]. A series of ¹⁴C dates place the Aurignacian occupation of the cave between 37,000–35,000 and 32,000 years B.P. [5]. Until today, this may be considered the “oldest” case of amelogenesis imperfecta in mammals (collections: Museo Nazionale Preistorico Etnografico “Luigi Pigorini”, Roma).

For more details on the amelogenesis imperfecta and its classifications vide autem in Witkop [34] and in Billia & Graovac [7, 9].

4. At Settepolesini di Bondeno (Eastern Po Valley, Ferrara, Emilia, Northern Italy) [31], a *C. antiquitatis* radius distal epiphysis (MPUF n.n.) was recovered. The ¹⁴C dates provided by Lister (2007, personal communication) testify an age of 49,100 ys BP (collections: Museo di Paleontologia, Dipartimento delle Risorse Naturali e Culturali, Università Statale, Ferrara).

5. From a deposit in a slope – related to the “post-Thyrrhenian” – at Monte Circeo (Latina, Southern Latium, Central Italy) [30] comes the only *C. antiquitatis* skull (MPUR/V 2832) found in Italy. Without accompanying fauna, it is characterized by relatively large dimensions and a massive character (collections: Museo di Paleontologia, “Sapienza” Università di Roma).

6. Some *C. antiquitatis* remains have been discovered in a karst deposit named Cava della Ferrovia along the Ferrovia del Gargano at Ingarano (Apricena, Foggia, Gargano, Northern Apulia, Southern Italy) [6] together with several other Late Pleistocene vertebrate remains [6, 10] (*C. antiquitatis* remains supposed age: MIS 2; illustrations in Billia [6]; collections: Museo di Paleontologia, “Sapienza” Università di Roma).

7. In the Grotta di Cardamone (Terra d’Otranto, Lecce, South-Eastern Apulia, Southern Italy) [11, 32, 33] two



Fig. 1. Geographical map showing the seven Italian localities where *C. antiquitatis* remains were discovered: 1 – Opicina (Carso Triestino, Trieste); 2 – Fadalto nel Polesine (Rovigo); 3 – Grotta-Riparo di Fumane (Verona); 4 – Settepolesini di Bondeno (Ferrara); 5 – Monte Circeo (Latina); 6 – Cava della Ferrovia, Ingarano (Foggia); 7 – Grotta di Cardamone (Lecce)

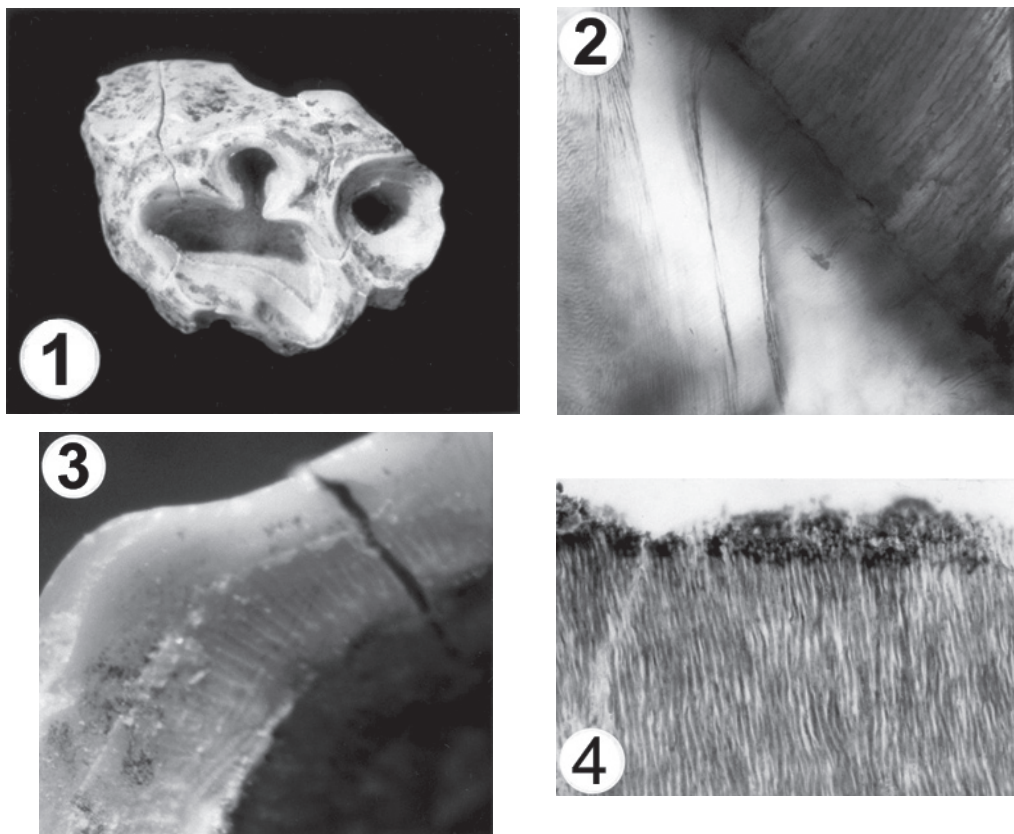


Fig. 2. *Coelodonta antiquitatis* (Blum., 1799); Late Pleistocene; Grotta-Riparo di Fumane (Valle di Manune, Verona); second upper deciduous molar (MNPEP-GRF 93/1) showing amelogenesis imperfecta of hypoplastic type autosomic-dominant; 1 – occlusal view (max length 27.5 mm); 2 – occlusal-distal section, EDJ (enamel-dental-junction, 20x); 3 – thickness of the enamel in the distal fossetta; 4 – distal-cervical section, dentine (40x)

C. antiquitatis juvenile lower jaws were allegedly found. No accompanying faunal complex and stratigraphical data are mentioned.

At least at present, these remains are untraceable in the museum collections.

Another report on discovery of *C. antiquitatis* fragmentary basin in the Grotta dei Pipistrelli (Matera, Lucania, Southern Italy) is also known [19, 24]. Nevertheless these remains probably belong to another rhinoceros species. In any case the specimen is unavailable at present.

REMARKS

C. antiquitatis is a species of East-Asian origin. At present, its West-European first occurrence is represented by the remains from the pre-Rissian gravels of Frankenhausen (Thüringen, Germany) [12]. Afterwards the species survived in Western Europe disappearing at the end of the last glacial (MIS 2).

Until to day, despite of its being widely spread in the vast Eurasian landmass *C. antiquitatis* still seems to be decidedly less numerous in the Southwest European regions (just as in Italy) than in the Central-Northern ones [1–4, 13–20, 22, 25, 27–29, 32, 33]. Furthermore, in Southwestern Europe about the 90% of the *C. antiquitatis* remains are referred to the second half of the Late Pleistocene.

As a general rule, the Asian Middle Pleistocene form *C. antiquitatis praecursor* erected by Guérin [23] appears not accepted by the specialists as well as the Asian geographical synchronous (in comparison to *C. antiquitatis*) species *Coelodonta lenensis* (Pallas, 1772) proposed by Garutt [21].

In author's opinion, the vastness of the *C. antiquitatis* spreading areal as well as some morphological features of its skull (sexual dimorphism apart) could justify the existence of some geographical variants. This does not necessarily refers to other species and/or subspecies.

I am greatly indebted to Deborah Arbull e Marisa Kocianc (Museo Civico di Storia Naturale, Trieste), to the Staff of the Laboratory of Palaeontology and Archaeozoology of the Museo Nazionale Preistorico Etnografico "Luigi Pigorini" in Rome, to Riccardo Manni (Museo di Paleontologia, "Sapienza" Università di Roma), and to my Friend Paul P.A. Mazza (Museo di Geologia e Paleontologia, Università Statale, Firenze) for giving me kindly access to the rhinoceros collections. Moreover, I wish to thank very much Benedetto Sala (Cattedra di Paleontologia, Dipartimento di Biologia ed Evoluzione, Università Statale, Ferrara) and Adrian M. Lister (Department of Biology, London University College and Museum of National History, London) for providing me with the data on *C. antiquitatis* remains from Settepolesini di Bondeno.

References

1. Aguirre Enríquez E. de. Vertebrados del Pleistoceno continental // Mapa Cuaternaria de España. Madrid, 1989. P. 47–69.
2. Agustí J. Continental mammal unit of the Plio-Pleistocene from Spain // Memorie della Società Geologica Italiana. 1986. Vol. 31. P. 167–173.
3. Altuna Echave J. Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa, con catalogo de los mamíferos cuaternarios del Cantábrico y del Pirineo occidental // Tesis doctoral, Munibe. 1972. Vol. 24 (1–2). P. 1–464.
4. Arsuaga Ferreras P.M., Aguirre Enríquez E. de. Rinocerontes lanudos en la provincia de Madrid (*Coelodonta antiquitatis* Blumenbach) // Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.). Madrid, 1979. Vol. 77. P. 23–59.

5. Bartolomei G., Broglio A., Cassoli P.-F. et al. La Grotte de Fumane – Un site aurignacien au pied des Alpes // Preistoria Alpina (Museo Tridentino di Scienze Naturali). Trento, 1994. Vol. 28. P. 131–179.
6. Billia E.M.E. First find of the "woolly rhino" *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) in Gargano (Apulia, Southern Italy) // «Evolution of Life on the Earth» Tomsk November 12–15 2001: Proceedings of the II International Symposium / Eds. by V.M. Podobina, S.A. Rodygin, N.I. Savina & G.M. Tat'yanin. Tomsk, 2001. Vol. 2. P. 471–474.
7. Billia E.M.E., Graovac S.M. Amelogenesis imperfecta on a deciduous molar of *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) (Mammalia, Perissodactyla, Rhinocerotidae) from Grotta-Riparo di Fumane (Verona, Northern Italy) – A rare case report (in Mayhall, J.T. & Heikkinen, T., eds: Proceedings of the XI International Symposium on "Dental Morphology", Oulu, Finland, August 26-30 1998) // Dental Morphology 1998. Oulu University Publishing House, 1999a. P. 179–186.
8. Billia E.M.E., Graovac S.M. Amelogenesis imperfecta in un molare deciduo di *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) (Mammalia, Perissodactyla) (in Dolci G., De Stefano Dorigo E. & Goracci G., eds: Atti del 6° Congresso Nazionale del Collegio dei Docenti di Odontoiatria – "L'Odontoiatria Europea verso il 2000", Roma-Palazzo dei Congressi April 21–24 1999 // Clinica Odontoiatrica dell'Università di Roma "La Sapienza" Publishing House, Roma, 1999b. P. 68 (abstract).
9. Billia E.M.E., Graovac S.M. Amelogenesis imperfecta on a deciduous molar of *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Late Pleistocene levels of Grotta di Fumane (Verona, Northern Italy) – A rare case report // Paleontologia i Evolució, Sabadell (Barcelona). 2001. Vol. 32–33. P. 93–97.
10. Billia E.M.E., Petronio C., Capasso Barbato L. et al. The Late Pleistocene fauna from Ingarano (Gargano, Italy) – Biochronological, palaeoecological, and geochronological implications // INQUA International Congress, Berlin 1995. Terra Nostra, Freie Universität Berlin. P. 239 // Bollettino della Società Paleontologica Italiana, Modena, 1996. Vol. 34 (3), P. 333–339.
11. Botti V. La grotta ossifera di Cardamone in Terra d'Otranto // Bollettino della Società Geologica Italiana, Roma, 1890. Vol. 9. P. 659–716.
12. Bouchud J. Les Rhinocéros (in Lavocat R., ed: Atlas de Préhistoire – Faunes et Flores Préhistorique de l'Europe Occidentale) // Boubée éd. Paris, 1966. Vol. III. P. 174–193.
13. Boule M. Les grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé) // Géologie et Paléontologie. Monaco, 1910. Vol. 1 (3). P. 167–173.
14. Calderon S. Enumeracion de los Vertebratos fosiles de España // Annales de la Sociedad Española de Historia Natural. Madrid, 1877. Vol. 5. P. 3–35.
15. Crusafont Pairo M. Le quaternaire espagnol et sa faune de mammifères – Essai de synthèse // Anthropos (Mammalia pleistocenica). Brno, 1960. Vol. 1. P. 55–63.
16. Crusafont Pairo M. El Cuaternario Español y su fauna de mamíferos – Ensayo de sintesis // Speleon. 1961. Vol. 12 (3–4). P. 3–21.
17. Crusafont Pairo M., Casanovas Cladellas L. Rhinocerotidae (in: Mammalia Tertiaria Hispaniae) // Fossilium Catalogus (Animalia). 1973. Vol. 1 (121). P. 113–123.
18. Donner J.J., Kurtén B. The floral and faunal succession of Cueva del Toll, Spain // Eiszeitalter und Gegenwart. Ohningen, 1958. Vol. 9. P. 72–82.

19. Flores E. Catalogo dei mammiferi fossili dell'Italia meridionale continentale // Atti dell'Accademia Pontiniana. Napoli, 1895. Vol. 25 (18). P. 3–48.
20. Fuentes Vidarte C., Meijide M. El Rinoceronte lanudo (*Rhinoceros tichorhinus* Cuvier = *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach) de la cueva de Nando (Ajo, Santander) // Cuadernos de Espeleología. Santander, 1979. Vol. 9–10. P. 87–98.
21. Garutt N.V., Boeskorov G.G. Sherstistye nosorogi – K istorii roda [“Woolly rhinos” – On the History of the Genus] (in Rozanov A.Yu., ed.: Mamont i ego Okruzhenie – 200 Let Izucheniya). Skt-Peterburg: GEOS, 2001. P. 157–167 [in Russian, English abstract].
22. Gervais P. Mémoire sur le Rhinocéros fossile à Montpellier // Académie des Sciences et Lettres de Montpellier (sect. Sciences). 1851–54. Vol. 2. P. 59–73.
23. Guérin C. Les trois espèces de rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du gisement pléistocène moyen des Abîmes de la Fage à Noailles (Corrèze) // Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon. 1973. Vol. 2. P. 55–84.
24. Guérin C. Les Rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale – Comparaison avec les espèces actuelles // Thèse Doctorat d'Etat et Sciences, Université de Lyon I. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, 1980. Vol. 79 (1-2-3), P. 1–1185 [with English, German, and Russian summ.].
25. Harlé E. Essai d'une liste des mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici dans la Péninsule Ibérique // Bulletin de la Société Géologique Française. Paris, 1909. Vol. 9. P. 355–370.
26. Leonardi P. Resti fossili di rinoceronti nel Museo di Storia Naturale di Trieste // Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste, Del Bianco Editore. Udine, 1945–47. Vol. 17 (12). P. 145–160.
27. Leonardi P. Resti fossili inediti di rinoceronti conservati nelle collezioni dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova // Memorie dell'Istituto Geologico dell'Università di Padova. 1947. Vol. 15. P. 1–30.
28. Melentis J.K. Die fossilen Rhinocerotiden, Hippopotamiden und andere Säugetiere aus dem Becken von Megalopolis im Peloponnes // Praktika Akad. Athenon, Athinai, 1964. Vol. IXL. P. 388–400.
29. Melentis J.K. Studien über fossilen Vertebraten Griechenlands – Die pleistozänen Nashörner des Beckens von Megalopolis in Peloponnes (Griechenland) // Annales de Géologie des Pays Helléniques. Athinai, 1965. Bd. 16. S. 1, P. 363–402.
30. Palmarelli A., Palombo M.R. Un cranio di *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach) (Rhinocerotidae) del Pleistocene Superiore del Monte Circeo (Lazio meridionale) // Bollettino del Servizio Geologico Italiano. Roma, 1981. Vol. 102. P. 281–312.
31. Sala B. I mammiferi del Quaternario italiano (in: Tugnoli C., ed: I Segni del Tempo – Memoria delle Origini e Icone del Primordiale). Trento, 1992. P. 209–227.
32. Vaufray R. Le mammoth et le rhinocéros à narines cloisonnées en Italie méridionale // Bulletin de la Société Géologique Française. Paris, 1927. Vol. 4. P. 163–171.
33. Vaufray R. La répartition du *Rhinoceros tichorhinus*-*Hippopotamus minutus* et la phylogénie des hippopotames // L'Anthropologie. Paris, 1940. Vol. 49. P. 458–461.
34. Witkop C.J. jr. Amelogenesis imperfecta, dentinogenesis imperfecta, and dentinal displasia revisited – Problems in classification // Journal of Oral Pathology. 1988. Vol. 17. P. 547.

THE PONTE GALERIA AREA: A UNIQUE CASE IN THE MEDITERRANEAN BASIN

Carmelo PETRONIO, Emmanuel M.E. BILLIA, Luca PANDOLFI

Dipartimento di Scienze della Terra, «Sapienza» Università di Roma, p.le Aldo Moro 5, 00185 Roma

In the late Early and Middle Pleistocene, the Ponte Galeria area (about 15 km W of the Roma centre, along the SS 1 Aurelia highway, Latium, Southern Europe) (fig. 1) constituted the Tiber palaeodelta.

This area is situated into a sub-basin of tectonic origin the subsidence of which allowed a continue sedimentation of a fluvial-lacustrine sediment series very rich in mammalian fauna.

The Ponte Galeria area recently provided five faunal assemblages (fig. 2) reason for which it is at the origin of the Galerian Mammal Age name. These faunal assemblages can be correlated with five different chronological time spans (MIS 22-MIS 9, about 0,9–0,32 Mys).

The earliest assemblage – discovered in the blue-gray clays [5] with *Helicella ericetorum* – can be related to Colle Curti or Slivia F.U.s. It is represented by *Prolagurus pannonicus* (Kretzoi, 1954) and *Predicrostonyx* sp. only [8].

The second one – discovered below the lagoon mud with *Venerupis senescens* (about 0,75 Mys) [5] – represents the classic Ponte Galeria fauna *Auctorum*. Among other taxa, “*Bos*” *galerianus* Petronio & Sardella, 1999 (fig. 3), *Crocota crocota* (Erxleben, 1777), *Praemegaceros verticornis* (Dawkins, 1875), and *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) are also present [15].

The Ponte Galeria F.U. has been defined on the basis of this faunal assemblage [15] which magnetostratigraphically dated gave an age of 0,78–0,75 Mys [10, 13].

At Cava di Breccia di Casal Selce – in the layers overlying the clay layer with *Venerupis* sp. [5] – a more recent faunal assemblage was discovered. These layers – in which the first volcanic elements of Sabatini Complex are present – are characterized by salmon sand deposits. The faunal complex, referable to Isernia F.U., is represented by the following taxa: *Allocricetus bursae* Schaub, 1930, *Arvicola cantianus* Hinton, 1826, *Macaca*

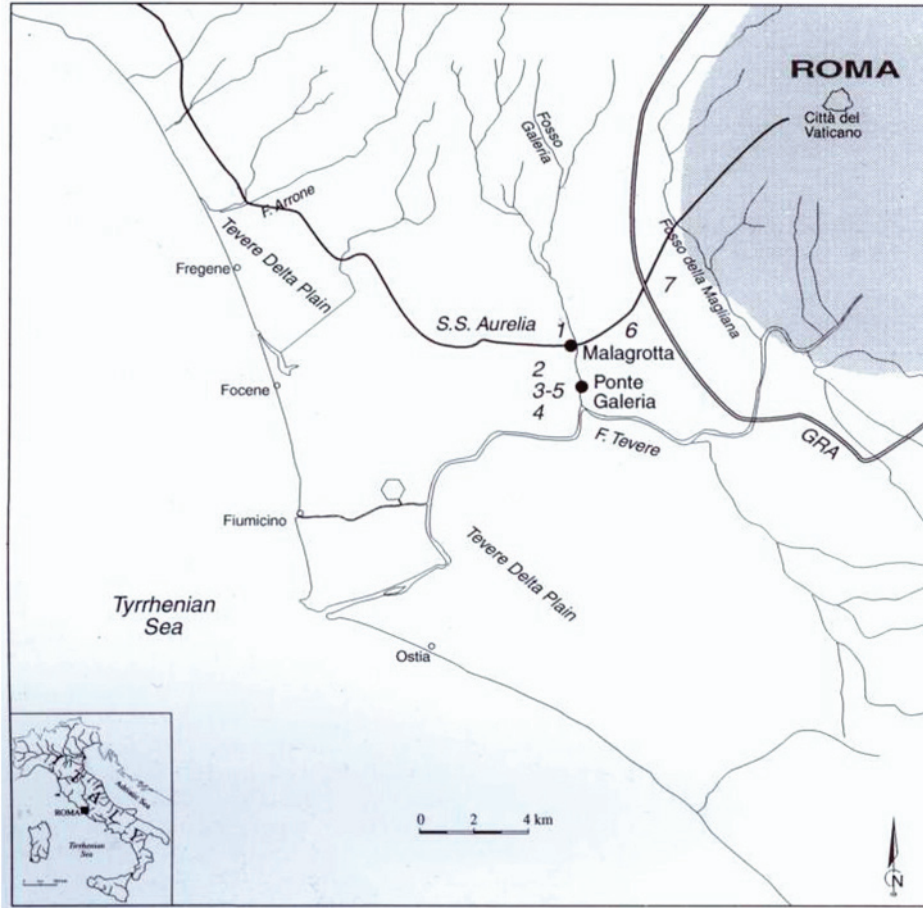


Fig. 1. Location map of Ponte Galeria area: 1 – Cava di breccia di Casal Selce, 2 – Cava Rinaldi; 3 – Cava Arnolfi, 4 – Cava Alibrandi, 5 – Muratella di Mezzo, 6 – Fontignano, 7 – Maglianella. (after Petronio & Sardella, 1999)

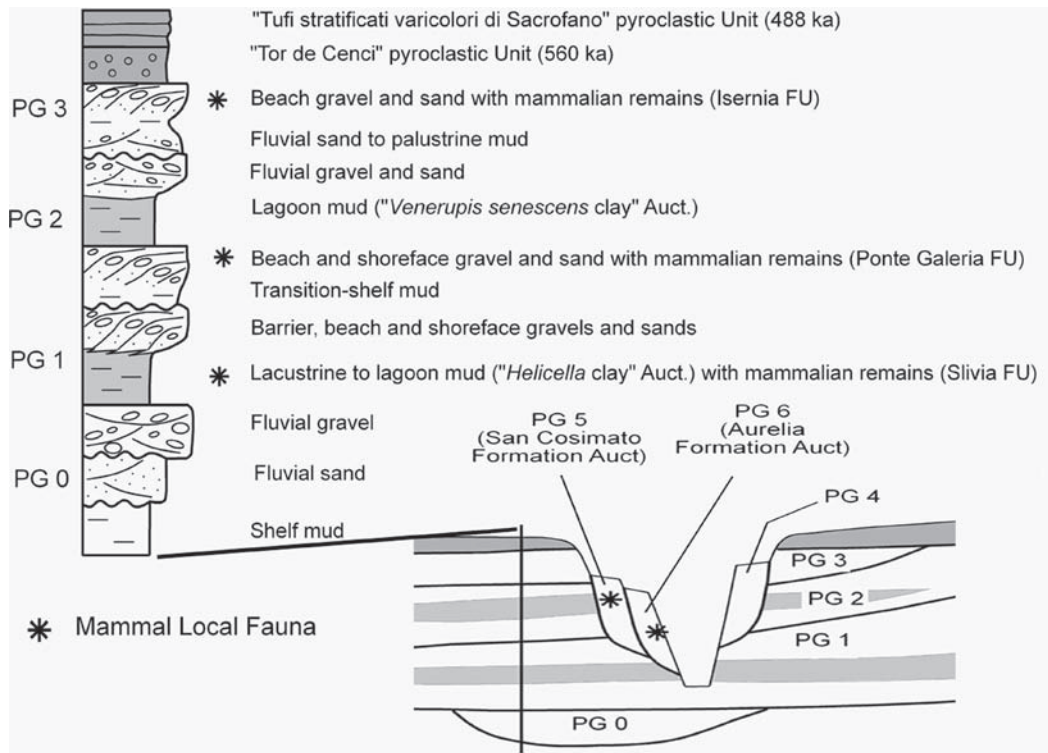


Fig. 2. Stratigraphy of the Ponte Galeria area (after Conato et al., 1980; Milli, 1997; Milli et al., 2008)



Fig. 3. «Bos» galerianus reconstruction (after Di Stefano, 1999)

sylvanus (L., 1758), *Lynx pardina spelaea* (Temminck, 1827), *Meles meles* L., 1758, *Equus altidens* Reichenau, 1915, *Equus süssenbornensis* Wüst, 1924, *Sus scrofa priscus* Goldfuss, de Serres, *Hippopotamus antiquus* L., 1758, *Axis eurygonos* (Azzaroli, 1967), *Cervus elaphus acoronatus* Beninde, 1937, *Bison* cf. *B. schoetensacki* Freudentberg, 1914 [16, 9].

In the past century, other sites correlated with Isernia F.U. were reported in the Campagna Romana. These sites are characterised by the presence of layers with the first volcanic elements and by remains of the same taxa discovered at Casal Selce. Among others, Redicicoli (along GRA, km 2) [6] and Tevere terraces [4] must be mentioned.

Furhermore, from pyroclastic deposits outcropping at Fontignano, fossils referable to first occurrence of *Bos primigenius* (Bojanus, 1827) and *Cervus elaphus eostephanoceros* Di Stefano & Petronio, 1993 are reported (Petronio, unphlised). The occurrences of these last two taxa suggest an attribution to Fontana Ranuccio F.U. (MIS 11, about 0,45 Mys).

From the same area, the presence of different faunal assemblages – ascribed to Aurelian Mammal Age – must be mentioned. They have been reported in the following neighbouring localities: Castel di Guido, Malagrotta, Cava Rinaldi (upper levels), Vitinia, Collina Barbattini [2, 1, 14]. These sites on the whole can be referred to Torre in Pietra F.U. In this last F.U., *Canis lupus* L., 1758 as well as *Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth, 1793 are reported for the first time on the Italian peninsula [7].

The presence of five mammal fauna Assemblages localized in a sole sedimentary basin – moreover, geochemically and magnetostratigraphically dated [10, 13] – represents a unique case among the Mediterranean continental basins on the whole.

References

1. Caloi L., Palombo M.R. & Zarlenga F., 1998. Late Middle Pleistocene mammals faunas of Latium – Stratigraphy and environment. *Quaternary International*, 47/48: 77–86.

2. Capasso Barbato L. & Minieri M.R., 1987. Nuovi resti di carnivori del Pleistocene medio dei dintorni di Roma. *Geologica Romana*, 26: 1–15, Roma.

3. Capasso Barbato L., Palmarelli A. & Petronio C., 1983. La mammalofauna pleistocenica di Cerveteri (Roma). *Bollettino del Servizio Geologico d'Italia*, 102: 77–94, Roma.

4. Capasso Barbato L., Di Stefano G., Petronio C. & Sardella R., 1998. Pleistocene mammal faunas from Ponte Molle (Rome). *Quaternary International*, 47/48: 73–75.

5. Conato V., Esu D., Malatesta A., Zarlenga F., 1980. New data on Pleistocene of Rome. *Quaternaria*, 22: 131–176, Roma.

6. Di Stefano G., Petronio C. & Sardella R., 1995. The Villafranchian faunas from the Tiber River Basin. *Il Quaternario*, 8 (2): 509–514, Roma.

7. Gliozzi E., Abbazzi L., Ambrosetti P. G., Argenti P., Azzaroli A. et al., 1997. Biochronology of selected Mammals, Molluscs and Ostracods from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Italy – The state of the art. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 103(3): 369–388, Milano

8. Kotsakis T., Esu D. & Girotti O., 1992. A post-Villafranchian cold event in Central Italy testified by continental Molluscs and Rodents. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 111: 335–340, Roma.

9. Mancini M., Bellucci L. & Petronio C., 2008. Il Pleistocene inferiore e medio di Nettuno (Lazio) stratigrafia e mammalofauna. *Geologica Romana*, 41: 71–85, Roma.

10. Marra F., Rosa C., De Rita D. & Funicello R., 1998. Stratigraphic and tectonic features of the Middle Pleistocene sedimentary and volcanic deposits in the area of Rome (Italy). *Quaternary International*, 47–48: 51–63.

11. Milli S., 1997. Depositional setting and high-frequency sequence stratigraphy of the Middle-Upper Pleistocene to Holocene deposits of the Roman Basin. *Geologica Romana*, 33: 99–136, Roma.

12. Milli S., Moscatelli M., Palombo M.R., Parlagreco L. & Paciucci M., 2008. Incised valleys, their filling and mammal fossil record – A case study from Middle-Upper Pleistocene deposits of the Roman Basin (Latium, Italy) (in Amorosi A., Haq B.U. & Sabato L., eds: Advances in Application of Sequence Stratigraphy in Italy). *GeoActa* (Special Publication), 1: 667–87.

13. Milli S., Palombo M.R., Petronio C. & Sardella R., 2004. The Middle Pleistocene deposits of the Roman Basin (Latium, Italy) – An integral approach of Mammal Biochronology and sequence Stratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110: 559–565, Milano.

14. Petronio C., Bellucci L., Martinetto E., Pandolfi L. & Salaria L. (in press). Biochronology and Palaeoenvironmental Changes from the Middle Pliocene to the Late Pleistocene in Central Italy. *Geodiversitas*, Lyon.
15. Petronio C. & Sardella R., 1999. Biochronology of the Pleistocene mammal fauna from Ponte Galeria (Rome) and remarks on the Middle Galerian faunas. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 105: 155–164, Milano.
16. Petronio C. & Sardella R., 2001. Mammal faunas from Ponte Galeria Formation. *EUROMAM 2001*, 22–24, Roma.

НОВЫЕ НАХОДКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *URSUS* ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СРЕДНЕГО ПРИИРТИШЬЯ

А.А. Бондарев, Б.Ю. Кассал

Омский государственный педагогический университет, г. Омск, Россия

Остатки медведей рода *Ursus* крайне неравномерно распространены в пределах ареала мамонтовой фауны. Горные районы Урала, Южной Сибири и, особенно, Европы очень богаты остатками медведей благодаря широкому распространению пещер, служивших животным берлогами и нередко становившихся им гибельными ловушками и надежными склепами. Остатки же медведей на равнинах, где убежищами медведям служили и служат недолговечные берлоги в буреломах и рыхлых грунтах, более редки и разрозненны. Разница в условиях зимовки и комплекс иных абиотических и биотических факторов среды неизбежно оказывали влияние и на реальную численность животных, их образ жизни, адаптации и таксономический состав. Для северной Палеарктики наиболее характерны находки двух групп медведей: бурых и пещерных, в меньшей степени – белого медведя и родственных современному гималайскому медведю. Наиболее широк при этом ареал бурого медведя. Ареал пещерных медведей был в значительной степени ограничен горными районами, преимущественно южного обрамления Северной Палеарктики, где они численно преобладали над бурым медведем. Большое количество найденных в пещерах остатков позволило разбить эту группу на ряд видов [1, 10] или значительно различающихся подвидов [6], из которых лишь *Ursus savini* (зачастую для мелких пещерных медведей Сибири используется видовое название *U. rossicus*) был широко распространен на равнинах, в том числе на Западно-Сибирской равнине. Возможно, разнообразие и размер ареала пещерных медведей были недооценены до последнего времени [8]. Следует отметить, что различие видовой принадлежности элементов посткраниального скелета, особенно фрагментированных, не всегда надежно [5], что усугубляется весьма ограниченным объемом метрических данных, особенно для бурого медведя и вообще для позднплейстоценовых, голоценовых и современных медведей России и сопредельных стран. Значительную пользу при сравнительном анализе метрических характеристик костных остатков оказало исследование костей среднеголоценовых бурых медведей Алтая [4].

Материал работы составили костные остатки медведей, собранные авторами в 2005–2009 гг., а также сборы Сибирского культурного центра 2008–2009 гг. Всего рассмотрено 19 единиц, найденных как в нестратифицированных, так и в стратифицированных условиях в ряде местонахождений: у с. Новотроицкое и с. Красноярка Омского района (аллювиальные пески, обнаженные на обрывистом берегу р. Иртыш и карьере соответственно), с. Таборы Знаменского района (обнажение аллювиальных отложений), с. Танатово и Муромцево Муромцевского района Омской области (отложения поймы), либо в нестратифицированных условиях без достаточно точной географической привязки (коллекция Сибирского культурного центра, собрана на территории ряда северных районов Омской области). Остатки с различной степенью достоверности были отнесены к *U. arctos* и *U. savini*. Анатомическая представленность остатков: полный череп, фрагмент нижней челюсти, изолированный резец, клык и нижний коренной зуб, плечевая кость и три фрагмента плечевых, три фрагмента локтевых костей, лучевая кость и два фрагмента лучевых, пятая метакарпальная кость, фрагмент тазовой кости, большая берцовая и пяточная кости. Морфометрия проводилась по принятым методикам [1, 9].

Наиболее сохранной и диагностически ценной находкой является череп бурого медведя, найденный в голоценовых пойменных отложениях близ с. Танатово Муромцевского района Омской области. На вторичность захоронения указывают фрагменты плотной корки «цементированного» мелкозернистого песка на некоторых участках черепа, отличные от вмещавших отложений. Сохранность кости хорошая, фоссилизация выражена умеренно, не исключает позднплейстоценовый возраст первичного захоронения, череп окрашен в темно-коричневый цвет, лобные кости вторично выбелены. Несмотря на переотложенность, сохранность черепа близка к идеальной, позволившей снять полный перечень промеров и сравнить их с данными по сериям черепов современных и голоценовых медведей, с данными по ряду отдельных черепов плейстоценовых бурых медведей [7]. Череп принадлежал крупной взрослой, предположительно

мужской, особи с частично стертými зубами. Кондилобазальная длина черепа 380 мм, что превышает максимальную длину для значительной выборки *U. a. arctos* севера Европы и Сибири [1], превышает или находится на верхней границе распределения этого показателя для современных *U. a. collaris* Алтая, крупных среднеголоценовых медведей Алтая [1, 4], те же сравнительные оценки относятся к основной длине (361,4 мм), но не к общей (398,5 мм), относительно небольшой за счет невысокого сагиттального гребня. Указанные показатели длины меньше, чем у представителей *U. a. kamensis*, и входят в диапазон изменчивости *U. a. priscus*. Лицевая часть черепа относительно короткая – 143,0 мм, и широкая, наибольшая ширина костного неба – 111,7 мм, что составляет 29,4% кондилобазальной длины, что больше аналогичного параметра большинства черепов сравнимых выборок, близко к аналогичному соотношению у некоторых черепов *U. a. priscus*. Длина ряда щечных зубов 85,5 мм (22,5% кондилобазальной длины), размеры M_2 (мм): 42,4×13,4 и 42,9×14,3. Совокупность признаков дает основания предположить, что череп принадлежал представителю подвида *U. a. priscus*.

Фрагмент нижнечелюстной кости из обнажения позднплейстоценовых аллювиальных отложений близ с. Новотроицкое лишен зубов, что затрудняет точное определение вида, альвеолы зубов частично повреждены. Отсутствие альвеол P_1 - P_3 и каких-либо следов их резорбции дает основания отнести челюсть к *U. savini*, но следует учитывать, что редукция первых предкоренных в ряде случаев наблюдается и у бурых медведей. Челюсть некрупная, длина ряда щечных зубов около 82 мм (альвеола последнего коренного частично разрушена), высота тела за $m1$ – около 44 мм.

Левый нижний хищный зуб из толщи позднплейстоценового аллювия с. Красноярка отнесен к бурому медведю, метрические параметры коронки близки к таковым современных бурых медведей номинального подвида. Длина коронки 23,0 мм, ширина талонида 11,3 мм. Найденный там же резец с высотой коронки 16,8 мм и шириной 12,0 мм не несет явных видоспецифичных признаков. Фрагментированный клык из с. Муромцево имеет общую длину 88 мм, длину коронки 30 мм, диаметр у основания 48 мм, видовая принадлежность не ясна.

В отложениях с. Красноярка найдена левая плечевая кость небольшого медведя, длина кости 281,5 мм, ширина нижнего конца 82,7 мм, что близко к аналогичным параметрам малого пещерного медведя [3]. На бечевнике р. Иртыш в окрестностях с. Танатово найден диафиз близкой по размерам плечевой кости медведя, из-за неудовлетворительной сохранности единственным снимаемым метрическим параметром оказывается ширина диафиза – 27,6 мм. Волярная поверхность диафиза несет разрастания кости, возможно, патологического характера (сросшийся перелом?). Фрагменты гораздо более крупных плечевых

костей медведей найдены на бечевнике северного отрезка р. Иртыш. Медиальный поперечник дистального эпифиза одного фрагмента 73,6 мм, высота его медиального мыщелка 39,8 мм (ср. аналогичные параметры для среднеголоценовых бурых медведей Алтая 55,5–82 и 33–42,8 мм соответственно).

В отложениях с. Красноярка найден фрагмент локтевой кости медведя (проксимальный эпифиз и диафиз), ранее относимый к *U. arctos* [2], сопоставление с коллекционным материалом ИАЭТ СО РАН позволило отнести фрагмент к *U. savini*. Полная длина кости не превышала 27 см, имела пропорции, характерные для пещерных медведей. В сравнении с фрагментами локтевых костей (проксимальные эпифизы и, ориентировочно, верхние четверти диафизов), найденных в аллювиальных отложениях вблизи с. Новотроицкое и на бечевнике северного отрезка р. Иртыш, красноярская кость имеет несколько более округлое сечение верхней части диафиза, иную его форму, степень развития рельефа костей различна. Последние две кости, вероятно, принадлежат *U. arctos*, но их сохранность недостаточна для однозначного вывода.

На некотором удалении от береговых обнажений вблизи с. Новотроицкое найдена лучевая кость очень крупного медведя, длиной 358,0 мм, шириной диафиза посередине 39,1 мм, шириной дистального эпифиза 72,6 мм (ср. для алтайской выборки алогичные параметры: 278,2–349,5 мм, 22,8–37,5 мм и 50,2–70,4 мм; по данным В.И. Громовой, диапазон изменчивости длины лучевой кости бурого медведя 250–370 мм, ширины дистального эпифиза 48–75 мм). Геологическая привязка кости не ясна, но характер сохранности позволяет предположить, что она происходит из тех же аллювиальных отложений, что и прочие остатки, и подверглась переотложению и частичному выветриванию. Размеры и строение кости позволяют отнести её к *U. arctos*. На обнажении вблизи с. Новотроицкое в 2008 г. также была найдена лучевая кость медведя, существенно иных пропорций, значительно более короткая и массивная (личное сообщение В.Г. Заулицкой), вероятно, относящаяся к *U. savini*. На бечевнике северного отрезка р. Иртыш найден фрагмент лучевой кости очень крупного медведя, ширина дистального эпифиза 75,3 мм, длина кости неизвестна, пропорции сохранившейся части демонстрируют сходство с костью крупного бурого медведя из отложений с. Новотроицкое. В местах размыва аллювиальных песков вблизи с. Таборы найден фрагмент относительно небольшой и грацильной (не принадлежащей пещерному медведю) лучевой кости с шириной поврежденного нижнего эпифиза около 55 мм, вероятно, небольшие размеры кости обусловлены половым диморфизмом, либо кость относится к иному временному срезу, чем упомянутые выше крупные лучевые кости бурых медведей.

В карьере с. Красноярка найдена пятая метакарпальная кость левой конечности, длина кости 62,3 мм,

ширина дистального эпифиза в надсуставных буграх 24,1 мм, что обуславливает экстремальную массивность гораздо большую, чем у бурого медведя, возможную для медведей пещерных.

Кости тазовой конечности представлены в меньшем количестве: фрагментом тазовой кости и большой берцовой костью без точной географической привязки (бечевник северного отрезка течения р. Иртыш) и пяточной костью из местонахождения Таборы. Диаметр суставной впадины фрагмента таза 55,1 мм, длина большой берцовой кости 335,0 мм (ср. для алтайской выборки аналогичный параметр 271,8–344 мм; по данным В.И. Громовой, диапазон изменчивости длины большой берцовой кости бурого медведя 230–350 мм). Длина очень крупной пяточной кости 98,5 мм, наибольшая ширина – 63,3 мм.

Как в стратифицированных, так и в нестратифицированных условиях рассмотренных местонахождений остаткам медведей сопутствуют остатки животных мамонтового фаунистического комплекса позднего плейстоцена: доминантов *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus*, *Equus* ex. gr. *caballus*, из растительноядных также *Alces alces*, *Cervus canadensis*, *Rangifer tarandus*, *Megaloceros giganteus*, *Saiga borealis*, *Ovibos* sp., из хищников – *Canis* cf. *lupus*, *Panthera spelaea*. Как для стратифицированных местонахождений аллювиального происхождения, так и, особенно, нестратифицированных не исключено некоторое смешение разновозрастных остатков с включением ранне- и среднеплейстоценовых остатков.

Таким образом, на территории Среднего Прииртышья в позднем плейстоцене установлено присутствие представителей двух филогенетических ветвей медведей: крупного *U. arctos* и небольшого *U. savini*. Сосуществование двух видов медведей, пещерного льва и волка порождало сложный ансамбль межвидовых отношений в гильдии крупных хищников и всеядных, сопоставимый с современным на территории Дальнего Востока, но не аналогичный ему. Уточнение видовой и подвидовой принадлежности представителей плейстоценовых популяций медведей региона требует новых находок, привле-

чения дополнительного сравнительного материала. Филогенетическая преемственность плейстоценовых и современных популяций бурых медведей требует тщательного рассмотрения.

Авторы выражают благодарность Н.В. Перистову за предоставление сборов Сибирского культурного центра и С.К. Васильеву за предоставление доступа к сравнительно-анатомической коллекции ИАЭТ СО РАН.

Литература

1. Барышников Г.Ф. Медвежьи (Carnivora, Ursidae). СПб.: Наука, 2007. 541 с. (Фауна России и сопредельных стран. Нов. сер. № 147; Млекопитающие; Т. 1, вып. 5).
2. Бондарев А.А., Жителев Р.А. Плейстоценовые млекопитающие из второй надпойменной террасы среднего течения реки Иртыш // Естественные науки и экология: Межвуз. сб. науч. тр. Омск: ОмГПУ, 2007. Вып. 11. С. 118–124.
3. Борисьяк А.А. Новая раса пещерного медведя из четвертичных отложений Северного Кавказа // Труды Палеонтоин-та АН СССР. 1932. Т. 1. С. 137–203.
4. Васильев С.К., Гребнев И.Е. Морфология костей скелета голоценового бурого медведя (*Ursus arctos* L., 1758) Кузнецкого Алатау // Енисейская провинция. Альманах. Красноярск: Красноярский краевой краеведческий музей, 2009. Вып. 4. С. 68–76.
5. Громова В.И. Определитель млекопитающих СССР по костям скелета. Определитель по крупным трубчатым костям. М.; Л.: АН СССР, 1950. 240 с.
6. Baryshnikov G.F. Morphometrical variability of cheek teeth in cave bears // Scientific Annals, School of Geology Aristotle University of Thessaloniki (AUTH). S.v. 98. Thessaloniki, 2006. P. 81–102.
7. Baryshnikov G.F., Boeskorov G.G. Skull of the Pleistocene brown bear (*Ursus arctos*) from Yakutia, Russia // Russian journal of Theriology. 2004. Vol. 3(2). P. 71–75.
8. Knapp M., Rohland N., Weinstock J., Baryshnikov G. et al. First DNA sequences from Asian cave bear fossils reveal deep divergences and complex phylogeographic patterns // Molecular Ecology. 2009. Vol. 18. P. 1225–1238.
9. Hilpert B. Die Ursiden aus Hunas. Nurnberg, 2006. 91 p.
10. Rabeder G., Hofreiter M. Der neue Stammbaum der alpinen Hohlenbaren // Die Hohle. 2004. Vol. 55(1–4). P. 58–77. Wien.

ОСТАТКИ ЗОРГЕЛИИ (*SOERGELIA* SP.) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

С.К. Васильев

Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В раннем плейстоцене зоргелия – своеобразный представитель подсемейства *Caprinae*, была распространена на большей части Голарктики – от Западной Европы до Северной Америки. На территории Западной Сибири фрагменты черепа с роговым стержнем зоргелии найдены в двух местонахождениях

на р. Иртыш [2, 7]. В позднеплиоценовых глинах Новосергеевского карьера Кемеровской области была обнаружена метатарсальная кость зоргелии без дистального эпифиза [1]. Роговой стержень зоргелии с прилегающим участком черепа и фрагмент пяточной кости раннеплейстоценовой сохранности найдены

в переотложенном состоянии в местонахождении Красный Яр под Новосибирском [3]. Находки неполных черепов и ряда костей посткраниального скелета известны из отложений раннего плейстоцена Колымской низменности [8, 9]. До недавнего времени остатки зоргелии считались надёжным индикатором раннеплейстоценовых отложений.

В этой связи совершенно неожиданным оказалось присутствие костей зоргелии в составе позднеплейстоценовой фауны в местонахождении Тараданово на р. Обь (Сузунский район Новосибирской обл.). К сожалению, все остатки зоргелии, как и других представителей мегафауны, найдены здесь в переотложенном состоянии. Основной костеносный горизонт Тарадановского яра, откуда происходит подавляющая часть всех костных остатков, недоступен для наблюдения. Он находится на несколько метров ниже межленного уреза воды и размывается рекой. В весенне-летний паводок отмытый материал выносится на песчано-галечный пляж, расположенный непосредственно в нижней по течению части яра. Преобладают костные остатки среднего и мелкого размерного класса – многочисленные фаланги, кости запястья и заплюсны, метаподии копытных. Крупные трубчатые кости бизонов, лошадей и оленей оседают, как правило, в верхней по течению части костеносной отмели [5].

За сезоны 2003–2008 гг. здесь было собрано 4 250 костных остатков 24 видов крупных млекопитающих: *Lepus* sp., *Castor fiber*, *V. vulpes*, *Canis lupus*, *Ursus arctos*, *Ursus (Spelaearctos) savini*, *G. gulo*, *C. crocuta spelaea*, *Panthera spelaea*, *Mammuthus primigenius*, *Equus* ex. gr. *gallicus*, *E. (Sussemionus) ovodovi*, *E. (Equus) sp.*, *Coelodonta antiquitatis*, *Megaloceros giganteus*, *Cervus elaphus*, *Alces* cf. *alces*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica borealis*, *Ovis ammon*, *Soergelia* sp., *Bovidae* gen. indet. (крупная и мелкая формы). Сравнительно-морфологический анализ метаподий *Equus* ex. gr. *gallicus* из Тараданово показал, что по размерам и пропорциям она тождественна сравнительно некрупной лошади каргинского (W-2) времени Верхнего Приобья [4]. По костям, собранным на пляже, получено 18 радиоуглеродных датировок [6]. Из них 13 дат имеют около или запредельный возраст (≥ 40 –45 тыс. лет), и 5 дат укладывается во временной интервал от 26 до 35 тыс. лет. Таким образом, возраст основного костеносного слоя Тарадановского Яра предположительно может быть оценен первой половиной каргинского либо ермаковским временем – более 40–45, но не древнее 80–100 тыс. л.н. (т.е. конец казанцевского времени). В любом случае позднеплейстоценовый возраст фаунистических остатков не вызывает сомнений. Состав ориктоценоза: преобладание остатков лошади (39,6%), бизона (38,2%), шерстистого носорога (7,4%), наряду с присутствием «куланоподобной» *Equus (Sussemionus) ovodovi*, сайгака, архара, зоргелии, малого пещерного медведя и второстепенным

участием оленей (9,3% в сумме) – позволяет реконструировать для времени накопления основного костеносного горизонта ландшафты мезофитных степей или разреженной лесостепи.

Как и в любом другом местонахождении в русле аллювии, среди костей, собранных на пляже Тарадановского Яра, присутствуют и явно более древние остатки (около 6,5%), которые резко выделяются своей сохранностью: сильной минерализацией, фрагментарностью и окатанностью. Среди костей этой группы подавляющим образом преобладают наиболее компактные и устойчивые к разрушению элементы скелета – фаланги, астрагалы, кости запястья и заплюсны. В отличие от костей этой группы сохранности остатки зоргелии представлены всеми основными элементами скелета, что совершенно не характерно для неоднократно переотложенных остатков. По своей сохранности (степень минерализации, удельный вес, окатанность, цвет с поверхности и в разломе и т.д.) кости зоргелии ничем не выделяются из основной массы позднеплейстоценовых костей, собранных на отмели. Единственная AMS-дата по черепу зоргелии, как и большинство из числа полученных ранее, также показала запредельный возраст – более 41 060 л.н. (AA-79331).

Фрагмент черепа из Тараданово, судя по его строению и размерам, принадлежал взрослой самке. Вся поверхность рогового стержня покрыта многочисленными продольными мелкими бороздками, без признаков скручивания, из числа которых на вентральной стороне прослеживаются 1–2 более глубоких. Роговой стержень массивный, наиболее короткий из всех известных (табл. 1).

Лобная кость плавно, почти без перехвата, переходит в собственно роговой стержень. Основание рогового стержня имеет в сечении форму эллипса. На середине длины его сечение приближается к округло-эллипсоидному. Горизонтальный диаметр на этом участке составляет 42 мм, вертикальный – 38 мм. На протяжении более 50 мм сохранился участок лобного шва, что позволяет, установив фрагмент черепа в вертикальной плоскости, приблизительно определить расстояние между концами роговых стержней (около 240 мм). Ширина лба в середине основания роговых стержней составляет около 90 мм. Угол между стержнем и лобной поверхностью – 150°. Из всех доступных нам данных фрагмент черепа из Тараданово морфологически наиболее близок к аналогичному раннеплейстоценовому остатку *Soergelia* sp. из Красного Яра [3], но значительно уступает последнему в размерах (рис. 1).

В Тараданово обнаружено 30 костей посткраниального скелета, из числа которых пястные кости с несомненностью, а остальные элементы – с большой долей вероятности могут быть отнесены к *Soergelia* sp. (рис. 2). Из представителей *Bovidae* сходного размерного класса к зоргелии по размерам костей ближе всего находится *Ovis ammon*, единственный астрагал

Размеры роговых стержней представителей рода *Soergelia*

Промеры, мм	Тараданово (Новосиб. обл.), Q_3	Красный Яр (Новосиб. обл.), Q_1 [3]	Казахстан, Q_1 [7]		Аляска, р. Юкон, Q_1 [11]		
					n	lim	M
Длина рогового стержня вдоль большой кривизны	96	147	ca 205	–	6	135–215	168,7
Длина рогового стержня по внутренней кривизне	80	124	–	–	6	113–160	133,0
Длина рогового стержня по прямой	80	120	ca 185	–	–	–	–
Горизонтальный диаметр основания стержня	54	66	84	73,2; 77,2	17	52,3–94,3	67,5
Вертикальный диаметр основания стержня	41	53	–	–	16	47,4–74,2	59,9
Обхват основания стержня	153	190	–	241; 250	13	155–255	195,3
Расстояние между вершинами роговых стержней	ca 240	ca 320	–	ca 415; 419	–	–	–



Рис. 1. Фрагменты черепов с роговыми стержнями *Soergelia* sp. из Новосибирского Приобья.
Вид сверху: 1 – Красный Яр, Q_1 ; 2 – Тараданово, Q_3

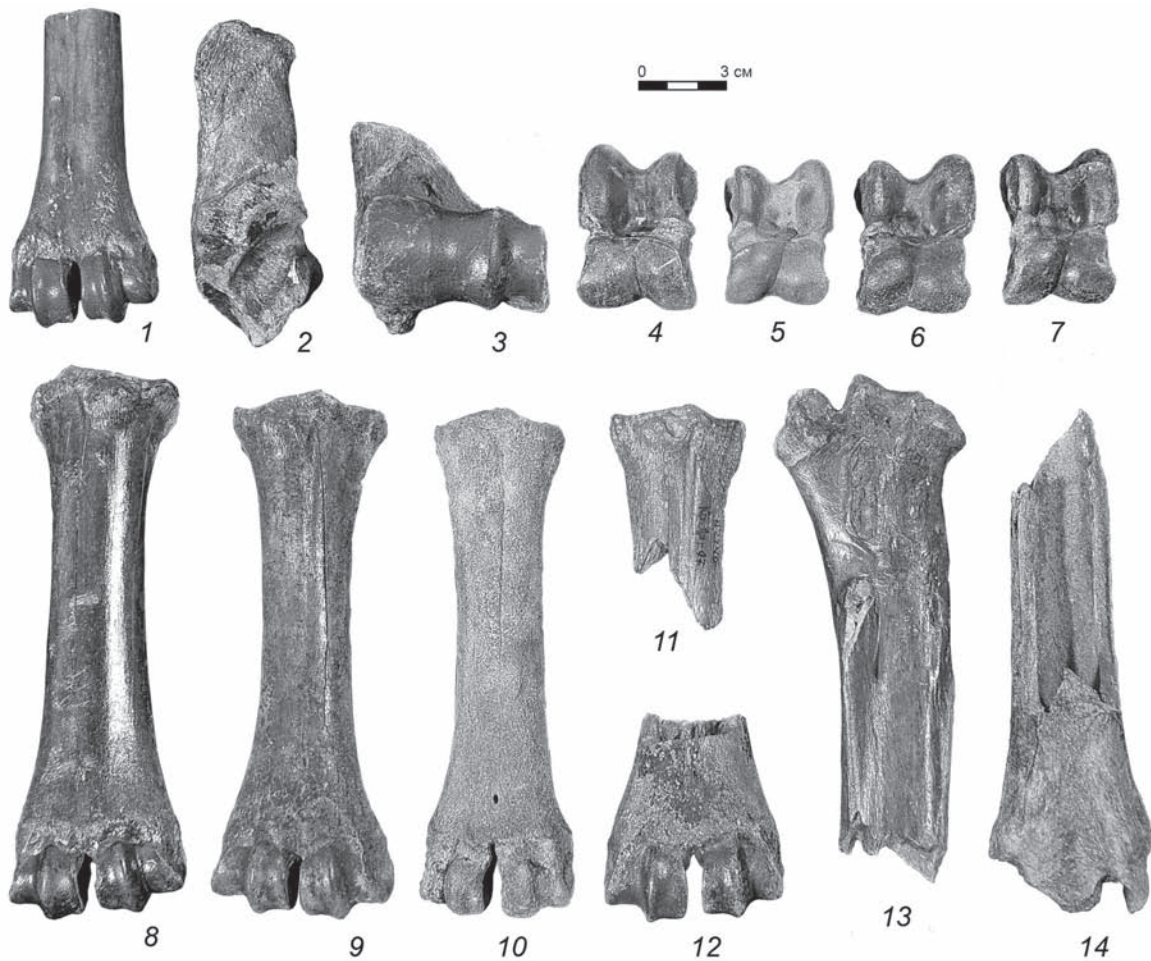


Рис. 2. Кости посткраниального скелета *Soergelia* sp. из Тараданово (Новосибирская обл.), Q₃;
1 – плюсовая кость; 2 – пяточная кость; 3 – плечевая кость; 4–7 – астрагалы;
8–12 – пястные кости (11 – Красный Яр, Q₁); 13 – лучевая кость; 14 – берцовая кость

которого также был найден в Тараданово. Однако сравнение современных и ископаемых остатков архара и зоргелии показало, что *Ovis ammon*, помимо своих существенно более мелких размеров, отличается от *Soergelia* sp. ещё целым рядом морфологических особенностей.

Ширина atlas *Soergelia* sp. из Тараданово составляет 128,5 мм, то же передней суставной поверхности – 93 и 88 мм, то же задней – 89 и 83 мм, высота позвонка – 66,5 и 63,5 мм.

Ширина нижнего конца humerus – 63; 70; 65,3 мм, то же суставного блока – 59,5; 67,5; 63 мм. Медиальный поперечник кости – 56,4 мм, поперечник в жёлобе, min – 29; 31,8; 30 мм. Высота медиального мышцелка – 36; 40; 37,4 мм, то же на гребне – 33; 35,2; 33,5 мм.

Radius: ширина / поперечник верхнего конца – 62 / 35,3 мм, ширина суставной поверхности – 59 мм, ширина / поперечник диафиза посередине – 35,8 / 24,8 мм.

Продольный диаметр caput femoris – 44 мм, передне-задний – 40 мм.

Ширина / поперечник нижнего конца tibia – 51; 47,6 / 43,8; 36 мм.

Латеральная длина astragalus ($n = 8-9$) – 50,9–54,3–56 мм, медиальная длина – 47,1–51,0–53,7 мм, ширина дистального отдела – 33,3–35,0–37 мм, медиальный поперечник кости – 30,2–31,8–34,5 мм.

Длина calcaneus – 109,5 и 112 мм, ширина / поперечник дистального отдела – 38; 37 / 43,3; 44 мм, то же тела кости – 16,8; 16,3 / 33,3; 33,8 мм, то же tuber calcanei – 30; 27,6 / 33; 32,8 мм.

Ширина / поперечник дистального конца metatarsale – 49,2 / 29,4 мм.

Найдены также две первые фаланги (целая и проксимальная половина), вторая фаланга и часть локтевой кости зоргелии. На дорзальной стороне неполной 1-й фаланги сохранились характерные следы порезов каменным орудием.

Таким образом, позднплейстоценовая зоргелия отличалась значительной укороченностью роговых стержней, по сравнению со своими раннеплейстоценовыми предшественниками. В то же время по размерам и пропорциям пястных костей они практически не различаются (табл. 2). Очевидно на юге Западной Сибири вплоть до второй половины позднего плейстоцена продолжал обитать особый вид или подвид рода *Soergelia*, отличный в строении

Размеры пястных костей представителей рода *Soergelia*

Промеры, мм	Тараданово (Новосиб. обл.), Q ₃				Красный Яр (Новосиб. обл.), Q ₁ [3]	Колыма, Q ₁ [8]	Зюссенборн, Германия, Q ₁ [12]	Аляска, р. Юкон, Q ₁ [11]*
	180	172	166	–				
Длина кости	180	172	166	–	–	–	180,6	186
Ширина верхнего конца	50,3	51	43,2	–	45,2	52	49,8	51,3
Его поперечник	30,3	30,3	25,3	–	29,6	31	32,1	–
Ширина диафиза посередине	31	28,8	28,5	–	29	29,5	29,3	30,6
Его поперечник	20,3	19,3	19,4	–	–	–	21,6	–
Ширина нижнего конца	56	57	49,4	58	–	–	56,6	59,8
Его поперечник	31,3	30,9	–	30,4	–	–	29,3	–
Индексы:								
2:1	27,9	29,7	26,0	–	–	–	27,6	27,6
4:1	17,3	16,7	17,2	–	–	–	16,3	16,4
6:1	31,1	33,1	29,8	–	–	–	31,3	32,2

череп от представителей, населявших Голарктику в раннем плейстоцене.

В последние годы появились данные о находках раннеплейстоценовых видов в пещерных отложениях Алтая и Хакасии, датированных по ¹⁴C в 30–40 тыс. лет. Это остатки мелкой архаичной лошади *Equus (Sussemionus) ovodovi*. Представители подрода *Sussemionus* были распространены в раннем плейстоцене от Северной Америки и Евразии до Африки. Ранее считалось, что все они вымерли приблизительно 0,5 млн л.н. [10, 14]. В каргинских отложениях Денисовой пещеры на Алтае обнаружены остатки человека, возможно сходного с представителями вида *Homo erectus* [13]. Приведённые факты (к разряду которых можно, по-видимому, причислить и находки остатков зоргелии) позволяют предположить существование на юге Западной Сибири обширного рефугиума, где вплоть до позднего плейстоцена продолжали сохраняться отдельные реликтовые виды крупных млекопитающих.

Строго говоря, доказать со 100% уверенностью позднеплейстоценовый возраст остатков зоргелии исходя из имеющихся данных, пока не представляется возможным. Как бы то ни было, находки этого редкого вида парнокопытных на юге Западной Сибири, несомненно, заслуживают внимания палеотериологического сообщества.

Автор выражает признательность Я.В. Кузьмину за содействие в проведении AMS-датирования образца черепа зоргелии.

Литература

1. Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 188 с.
2. Бобковская Н.Е. Находки *Praeovibos* и *Soergelia* на территории Западно-Сибирской низменности // IV Международная мамонтовая конференция: Тез. докл. Якутск, 2007. С. 35–36.
3. Васильев С.К. Зоргелия (*Soergelia* sp.) в Новосибирском Приобье // Фауны Урала и Сибири в плейстоцене и голоцене. Челябинск: Рифей, 2005. С. 81–88.
4. Васильев С.К. Крупные млекопитающие казанцевского и каргинского времени Новосибирского Приобья (по материалам местонахождения Красный Яр): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2005. 26 с.
5. Васильев С.К., Мартынович Н.В. Палеотериологические сборы в Тараданово в 2007 г., и новые находки остатков зоргелии (*Soergelia* sp.) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2007. Т. 13. С. 23–28.
6. Васильев С.К., Орлова Л.А. К вопросу о возрасте Тарадановского местонахождения фауны крупных млекопитающих // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006. Т. 12, ч. 1. С. 36–42.
7. Кожамкулова Б.С., Мотузко А.Н. Зоргелия в Казахском Прииртышье // Вестник Академии наук КазССР. Алма-Ата, 1974. № 7. С. 61–63.
8. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего северо-востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 312 с.
9. Шер А.В. Зоргелия на Колыме // Природа. 1972. № 5. С. 109–110.
10. Eisenmann V., Vasiliev S.K. Unexpected finding of a new *Equus* species (Mammalia, Perissodactyla) belonging to a supposedly extinct sub-genus in late Pleistocene deposits of Khakassia (southwestern Siberia). *Géodiversitas*, Paris, in press.
11. Harington C.R. *Soergelia*: an indicator of holarctic middle Pleistocene deposits? // National Research Council. Ottawa, 1987. P. A1–A9.
12. Kahlke H.-D. Die *Soergelia* – Reste aus den Kiesen von Sussenborn bei Weimar // *Palaontologische Abhandlungen Abteilung A. Paläozoologie*. Berlin, 1969. Bd. 3. Helf 3/4. S. 521–531.
13. Krause J., Fu Q., Good J.M., Viola B., Scunkov M.V., Der-evianko A.P., Pääbo S. The complete mitochondrial DNA genome of an unknown hominin from southern Siberia. // *Nature*. 2010. In press.
14. Orlando L., Metcalf J.L., Alberdi M.-T., Telles-Antunes M. et al. Revising the recent evolutionary history of equids using ancient DNA // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2009. Vol. 106, № 51. P. 21754–21759.

КАВКАЗСКАЯ СУША И ЕЁ БИОТА В РАННЕМ КАЙНОЗОЕ

Н.П. Калмыков

Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, Россия

Существование Кавказского перешейка в третичное время представляет одну из важных проблем в палеогеографии, эволюции континентальной биоты и прохорезе млекопитающих. В зависимости от того или иного её решения предлагаются различные сценарии развития всей Кавказской горной системы и биоты на перешейке. Односторонний подход («палеоокеанографический») к изучению палеогеографии перешейка привел к тому, что постулат «Кавказский остров наметился в качестве суши в раннем олигоцене» [17, 20, 21] стал подвергаться ревизии [7].

Анализ данных, подтверждающих или опровергающих существование Кавказской суши в палеогене, очевидно, необходимо начать с мезозоя, чтобы иметь более ясное представление, что происходило на Кавказе в кайнозое. На месте Большого и Малого Кавказа обширные площади суши существовали уже с позднего палеозоя и конца мезозоя, даже во время максимальной (раннеюрской) трансгрессии не только центральные части Большого Кавказа представляли собой сушу [13], но и его восточная часть, откуда известна среднеюрская флора [11]. По всей видимости, уже с байоса здесь возобновились поднятия, в результате которых Большой Кавказ был в поздней юре – эоцене то плоским островом, то мелью [13]. Регрессия в конце средней юры привела к осушению не только северной части Закавказского массива и Скифской платформы, но и всей геосинклинали Большого Кавказа.

В Закавказье на месте современного Малого Кавказа в конце средней юры находился обширный геосинклинальный прогиб с цепочкой островов, которые после увеличения и слияния превратились в начале мела в орографически выраженную Сомхето-Карабахскую антиклинальную зону, разделявшую Аджаро-Триалетский и Севанский геосинклинальные прогибы [13]. В меловое время возник и Веди-Ордубадский прогиб, ставший в позднем эоцене, как и два других, сушей. На отдельных их участках, где поднятие запаздывало, сохранялись морские или лагунные условия. Нахождение следов раннемеловых динозавров в Западной Грузии и меловой флоры в Армении указывает на то, что Большой и Малый Кавказ в мелу представляли сушу [4, 9], соединенную с переднеазиатской сушей. В Предкавказье в раннем мелу Северо-Кавказский морской бассейн постепенно расширялся к северу, перекрывая в начале позднего мела Ставропольский полуостров.

В эоцене Центральное Предкавказье и Талышские горы были покрыты лесами [8, 9], на юго-западе Грузии обитали халикотерии (*Chalicotheriidae*),

присутствие которых свидетельствует о близости обширной суши, по которой происходил обмен фаун Азии и Европы [3]. В олигоцене почти на всем Кавказе на фоне продолжающегося поднятия Большого и Малого Кавказа шло континентальное развитие рельефа. В середине миоцена начинается выравнивание рельефа, сменившееся в сарматское время поднятием, достигшее максимума к середине раннего плиоцена, когда Большой Кавказ оформился в горное сооружение высотой до 4 000 м [18]. На Малом Кавказе поднятия проявились гораздо слабее, однако Аджаро-Триалетский и Талышский хребты в олигоцене приобретают горный рельеф. Позже, в хадумское и среднемайкопское время олигодена Центральное Предкавказье было также покрыто лесами [8].

Растительность Восточного Предкавказья в позднем майкопе, Западного Предкавказья и Ставропольского выступа в раннем миоцене и Западного Предкавказья в ритцевское, тарханское время среднего миоцена была представлена лесами [6, 14]. В чокракское время их населяли млекопитающие из родов *Amphicyon*, *Crocota*, *Orycteropus*, *Gomphotherium*, *Platybelodon*, *Anchitherium*, *Paranchitherium*, *Aceratherium*, *Dicerorhinus*, *Phyllotillon*, *Caucasotherium*, *Kubanochoerus*, *Dorcatherium*, *Micromeryx*, *Dicrocerus*, *Paradicrocerus*, *Kubanotragus*, *Paratragocerus* [5]. Связь беломечетской фауны млекопитающих с тунггурской (Монголия) и пребрежской (Югославия), видимо, указывает направление, по которому шло распространение в среднем миоцене платибелодонтовой фауны из Центральной Азии на запад и, вероятно, в обратном направлении [5]. По всей видимости, эта фауна, как и гигантские носороги в олигоцене, проникла с юго-востока Передней Азии по водоразделу бассейнов рр. Риони и Кура, соединявшему Кавказ с малоазиатской сушей. В караганском веке Западное и Восточное Предкавказье, как и Западное Предкавказье в конке и сармате, были также покрыты лесами [6, 14]. В позднем сармате – мзотисе в Западном Предкавказье обитали наземные позвоночные из родов *Urtiornis*, *Hipparion*, *Chilotherium*, *Tragocerus*, *Oioceros*, *Samotherium*, *Microstonyx*, известные из армавирских отложений [12]. Ставропольский выступ в среднем и начале позднего миоцена продолжал расширяться, что привело к изоляции западной и восточной частей Предкавказского бассейна, соединявшихся только через Манычский пролив.

В Закавказском нагорье единый массив суши возник несколько позже, чем на Большом Кавказе, в раннем и среднем олигоцене оно представляло собой сушу с многочисленными заливами и озерами.

Малый Кавказ на юго-западе соединялся с малоазийской сушей, на востоке в позднем олигоцене поднимались среднегорные массивы, превышавшие горы Центрального и Восточного Кавказа [18]. На юге Грузии в олигоцене обитали млекопитающие из родов *Schizotherium*, *Anthracotherium*, *Lophiomerix*, что позволило Л.К. Габуния [2] предположить, что территория закавказской суши была своего рода фильтрующей зоной, откуда лишь наиболее подвижные и выносливые формы проникли в Европу (или Азию). Район современного Джигульского массива на рубеже среднего и позднего миоцена, по всей видимости, оставался перешейком, который продолжал связывать сушу Большого Кавказа и Закавказского нагорья, а Малокавказская суша была занята озерами и лагунами [13]. Южное Закавказье в среднем миоцене населяли гомфотерии (*Gomphotherium*) [5], обнаруженные в пестроцветной свите Нахичеванской мульды, а Колхидская впадина, расположенная между Большим и Малым Кавказом, представляла собой сушу, занятой вечнозелеными и листопадными лесами [16]. В Западной Грузии (Корети) в караганское время обитали млекопитающие из родов *Deinotherium*, *Gomphotherium*, *Aceratherium*, *Listriodon* [5].

Восточная Грузия в позднем сармате была населена пресмыкающимися, птицами и млекопитающими из родов *Testudo*, *Rustaviornis*, *Struthio*, *Lepus*, *Promephitis*, *Ictitherium*, *Crocota*, *Deinotherium*, *Cherolophodon*, *Hipparion*, *Eldarotherium*, *Aceratherium*, *Rhinoceros*, *Microstonyx*, *Achtiaria*, *Palaeotragus*, *Procacpreolus*, *Palaetragus*, *Oioceros*, *Paraoioceros*, *Marabiloceros*, *Tragocerus*, *Gazella*, *Eotragus*(?), *Microstonyx*, *Cervavitus*, в мэотисе – *Testudo*, *Udabnopithecus*, *Hystrix*, *Simocyon*, *Promephitis*, *Ictitherium*, *Crocota*, *Hyaena*, *Mastodon*, *Deinotherium*, *Hipparion*, *Aceratherium*, *Microstonyx*, *Sus*, *Palaeotragus*, *Achtiaria*, *Cervus*, *Tragocerus*, *Dicrocerus*, *Karsimatherium*, *Gazella*, *Oiocerus*, *Mirabiloceros*, *Phronetragus* [12]. Западно-Гурийская депрессия (Западная Грузия) в это время с юга и востока была ограничена покрытой лесами сушей [15], являвшейся частью Аджаро-Триалетской горной системы.

В Закавказье в хадумское время раннего олигодена, среднем и позднем олигоцене, чокракском, караганском и конском веках миоцена, сармате и среднем понте лесами была покрыта территория современного Азербайджана [10], где на юге в понтическое время обитали млекопитающие из родов *Orycteropus*, *Hipparion*, *Samotherium*, *Palaeoryx*, *Prostrepticeros*, *Criotherium*, *Urmibos* [5].

Большое значение в эволюции рельефа Кавказа имела позднеорогенная стадия, в ее первую фазу (конец миоцена – нижний плиоцен) поднятия были наиболее интенсивными в центральной части Кавказа, где к концу раннего плиоцена на Центральном и Восточном Кавказе возник высокогорный рельеф. Ставропольский свод в это время продолжал посте-

пенно подниматься [13], на юго-востоке и северо-западе Большого Кавказа происходило выравнивание рельефа, формировались предгорные равнины. В раннем плиоцене на Ставропольском плато обитали мелкие и крупные млекопитающие из родов *Desmana*, *Talpa*, *Lepus*, *Ochotona*, *Hystrix*, *Cricetus*, *Vulpes*, *Dynocyon*, *Ursus*, *Lynx*, *Anancus*, *Deinotherium*, *Hipparion*, *Tapirus*, *Aceratherium*, *Propotamochoerus*, *Pseudalces*, *Procacpreolus* [5].

В конце миоцена – начале плиоцена поднятие охватило Закавказское нагорье (Аджаро-Триалетский хребет и Сомхето-Карабахскую зону), где развивалась поперечная и диагональная речная сеть в низко- и частично среднегорном рельефе. Одновременно в результате поднятия в горных районах и заполнения отложениями, сносившимися с хребтов, сокращались площади прогибов. В позднем плиоцене контрастность рельефа Кавказа усиливается, продолжают поднятия в горах. Они не затронули северо-западный и юго-восточный прогибы Большого Кавказа, восточную окраину Малого Кавказа и Приараксинскую зону [13], где происходило дальнейшее выравнивание рельефа и формирование денудационных равнин.

Акчагыльская трансгрессия стала одним из этапов формирования рельефа Кавказа, в это время происходило выравнивание рельефа, вызвавшее смену глубинной эрозии боковой не только в периферических зонах хребтов, но и в центральных, вдоль речных долин [13]. Восточную Грузию в позднем плиоцене населяли пресмыкающиеся, птицы и млекопитающие из родов *Testudo*, *Struthio*, *Nyctereutes*, *Canis*, *Hystrix*, *Ursus*, *Lynx*, *Machairodus*, *Therailurus*, *Kvabebihyrax*, *Anancus*, *Hipparion*, *Dicerorhinus*, *Propotamochoerus*, *Eucladoceros*, *Pseudalces*, *Eosyncerus*, *Procacpreolus*, *Protoryx*, *Oryx*, *Parastrepticeros*, *Ioribos*, *Gazella* [1, 12]. Территория современного Азербайджана в акчагыл-апшеронское время оставалась покрытой лесами [10].

В конце плиоцена осевая зона Большого Кавказа представляла собой высокогорное сооружение. Транскавказское поперечное поднятие, функционировавшее на северном и южном склонах будущего Большого Кавказа еще с орогенного и доорогенного альпийского этапа [19], простиралось от Русской платформы до Западно-Аравийской рифтовой зоны [13]. В это время формируются последние черты водораздела между Черным и Азовским морями на западе и Каспийского моря на востоке – Кавказский перешеек в современном очертании суши.

Таким образом, анализ палеонтологических и геологических данных показывает, что проблема существования Кавказской суши в кайнозое, как и расселения наземной фауны и флоры, требуют системного подхода и новых данных. Только совокупность фактов, лежащих в разных областях геологии и палеонтологии, может пролить свет на ряд нерешенных проблем палеогеографии Кавказского перешейка.

Тем не менее, имеющиеся данные об ископаемой наземной флоре и фауне позволяют предполагать в отличие от некоторых авторов [6, 18, 22, 23], что суша на месте Кавказа возникла задолго до начала палеогена, об этом свидетельствует вся история развития континентальной фауны, которая не была островной, изолированной. Изменялись очертания суши, её рельеф, флора и фауна, однако сухопутные коридоры, по которым происходило расселение млекопитающих, были относительно постоянными в Закавказье и менее в Предкавказье. Сокращение Паратетиса сопровождалось расширением старых сухопутных мостов и появлением новых между европейской сушей и азиатской, кавказской и переднеазиатской, сыгравших немалую роль в прохорезе млекопитающих и формировании палеоген-неогеновых фаун Кавказа.

Литература

1. Векуа А.К. Квабейская фауна акчагыльских позвоночных. М.: Наука, 1972. 292 с.
2. Габуния Л.К. Об остатках млекопитающих из третичных отложений Ахалцихского лигнитонного района // Сооб. ГрузССР. 1951. Т. 12, № 3. С. 139–141.
3. Габуния Л.К. О халикотерии из эоцена юга Грузии // ДАН. 1957. Т. 116, № 1. С. 137–140.
4. Габуния Л.К. Следы динозавров. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 72 с.
5. Габуния Л.К. Наземные млекопитающие // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом 2. С. 310–327.
6. Гладкова А.Н. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Восточного Предкавказья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 28–38.
7. Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис в конце раннего – среднем миоцене и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 102–107.
8. Грачева Н.А. Спорово-пыльцевые комплексы майкопских отложений Центрального Предкавказья // Тр. ВНИГНИ. Л.: Гостоптехиздат, 1958. Вып. 12. С. 235–248.
9. Гроссгейм А.А. Анализ флоры Кавказа. Баку: Изд-во Азерб. фил. АН СССР, 1936. 260 с.
10. Джабарова Х.С. Этапы развития флоры верхнего палеогена и неогена Азербайджана // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 105–108.
11. Долуденко М.П., Сванидзе Ц.И. Позднеюрская флора Грузии. М.: Наука, 1969. 116 с.
12. Меладзе Г.К. Обзор гиппарионовых фаун Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1985. 94 с.
13. Милановский Е.Е. История развития и особенности структурного рельефа Кавказа // Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. С. 206–221.
14. Покровская И.М. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Северо-Западного Предкавказья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 9–28.
15. Пурцеладзе Х.Н., Цагарели Е.А. Мэотическая флора Юго-Западной Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 228 с.
16. Рамшвили И.Ш. Основные черты среднемиоценовой флоры Западной Грузии // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 119–122.
17. Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра, 1972. 160 с.
18. Хаин В.Е. Становление рельефа Кавказа как итог его тектонического развития // Тр. конф. по геоморфологии Закавказья. Баку: Изд-во АН АзССР, 1953. С. 42–51.
19. Хаин В.Е. О роли Транскавказского поперечного поднятия в доорогенном альпийском развитии большого Кавказа // ДАН. 2009. Т. 246, № 1. С. 81–83.
20. Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. К палеогеологии Кавказа в нижнем палеогене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 4. С. 37–55.
21. Холодов В.Н., Недоумов Р.И. К проблеме существования Кавказской суши в олигоцен-миоценовое время // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 2. С. 80–90.
22. Koufos G.D., Kostopoulos D.S., Vlachou T.D. Neogene/Quaternary mammalian migrations in Eastern Mediterranean // Belg. J. Zool. 2005. Vol. 135, № 2. P. 181–190.
23. Rögl F. Mediterranean and Paratethys Palaeogeography during the Oligocene and Miocene // The Evolution of Western Eurasian Neogene Mammal Faunas. New York: Columbia University press, 1996. P. 8–22.

ЛОСИ В ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Н.П. Калмыков, В.В. Шабунова

Южный научный центр РАН, г. Ростов-на-Дону, Россия

Исследования биоты юга Восточной Сибири в геологическом прошлом выявили ряд особенностей в развитии фауны млекопитающих, её таксономическом составе, географическом распределении отдельных видов на разных этапах эволюции биоценологического покрова [8]. В прошлые эпохи достигали биологического расцвета и занимали огромные ареалы отдельные виды млекопитающих, не дожившие до настоящего времени на этой территории. Например,

гиппарионы были широко распространены по всей Евразии, Африке и Северной Америке в миоцене, но исчезли с лица Земли в начале плейстоцена; мамонт и шерстистый носорог появляются в начале плейстоцена, наибольшего расцвета достигают в его середине и вымирают в начале голоцена. Наряду с широко распространенными видами в позднем кайнозое обитали и многие другие виды, плотность популяций которых, по всей видимости, была не-

большой, а ареалы широки. К этой незаметной группе млекопитающих относится подсемейство Alcinae Jerdon, 1874 семейства Cervidae Gray, 1821, представители которого на юге Восточной Сибири встречаются уже с раннего плиоцена.

Наиболее древние лоси на юге Восточной Сибири известны из Западного Забайкалья (местонахождение Удунга, долина р. Темник), откуда они пока определены как Alcinae gen. indet. Этот мелкий лось, по всей видимости, стоял в основании эволюционной линии *Libralces gallicus* – *Alces alces* [18]. Вместе с ним в Западном Забайкалье в конце раннего плиоцена обитали *Parapresbytis eoha-numan*, *Hypolagus transbaicalicus*, *H. multiplicatus*, *Ochotonoides complicidens*, *Ochotona* aff. *sibirica*, *Ochotona* sp., *Castor* sp., *Orientalomys* cf. *sibiricus*, *Kowalskia* sp., *Gromovia daamsi*, *Cricetinus* cf. *varians*, *Prosiphneus praetingi*, *Villanyia* ex gr. *eleonora*, *Promimomys* cf. *gracilis*, *Promimomys* cf. *stehlini*, *Mimomys* cf. *minor*, *Nyctereutes* sp., *Canis* sp., *Ursus* ex gr. *rusciniensis-minimus*, *Parailurus baikalicus*, *Gulo* sp., *Ferinestrix* sp., *Parameles suillus*, *Pannonictis* sp., *Pachycrocuta pyrenaica*, *Chasmoportetes* sp., *Lynx shansius*, *Homotherium* sp., *Zygodon* sp., *Archidiskodon* sp., *Postschizotherium* cf. *chardini*, *Hipparion tchicoicum*, *H. houfenense*, *Stephanorhinus* sp., *Axis shansius*, *Orchonoceros gromovi*, *Capreolus constantini*, *Antilospira zdanskyi*, *Gazella sinensis*, *Ovis* sp. [8, 16, 17]. Мелкий лось (Alcinae gen. indet.) вместе с другими представителями фауны занимал разнообразные экологические ниши на южных склонах хребта Хамар-Дабан, северном склоне хребта Малый Хамар-Дабан и юго-западных склонах Хамбинского хребта. Здесь произрастали не только хвойные, но и широколиственные леса, состоящие из *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Larix* sp., *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *Abies* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Corylus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., *Carpinus* sp., *Juglans manshurica*, *Salix* sp., *Ribes* sp., *Humulus* sp. Травянистый покров состоял из *Artemisia* sp., пред-

ставителей семейств и родов Ericales, Gramineae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Asteraceae, Onagraceae, Caryophyllaceae, Rubiaceae, Valerianaceae, *Sphagnum*, *Botrychium*, Polypodiaceae, Lycopodiaceae [15].

В позднем плиоцене и большей части раннего плейстоцена палеонтологическая летопись лосей на юге Восточной Сибири прерывается, несмотря на то, что фауна этого времени в Западном Забайкалье известна из многих местонахождений (Береговая, Тологой, Ключево), однако лосей в них нет. Этот отрезок времени пока является белым пятном в эволюции лосей северных окраин Центральной Азии.

В конце раннего плейстоцена лось вновь появляется в палеонтологической летописи Юго-Восточного Прибайкалья [9], где он описан в составе фауны млекопитающих из местонахождения Засухино (долина р. Итанца) как *Cervalces latifrons* (рис. 1), представляющий древнее звено в филогенетической линии *C. latifrons* – *A. alces*. Кроме широколобого лоса (*C. latifrons*), в это время в Юго-Восточном Прибайкалье обитали *Ochotonoides* cf. *complicidens*, *Ochotona* sp., *Citellus* sp., *Marmota* sp., *Castor* sp., *Cricetulus* sp., *Prosiphneus* ex gr. *pseudarmandi*, *Villanyia* cf. *laguriformes*, *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus*, *Mimomys* cf. *newtoni*, *Pitimus* cf. *gregaloides*, *Lasiopodomys* cf. *brandti*, *Nyctereutes* sp., *Canis variabilis*, *Xenocyon* sp., *Ursus* sp., *Gulo* sp., *Hyaena brevirostris* cf. *sinensis*, *Felis* sp., *Homotherium* sp., *Archidiskodon* sp., *Equus* cf. *nalaikhaensis*, *E. sanmeniensis*, *Coelodonta* cf. *tologojensis*, *Cervus* sp., *Capreolus* cf. *süssenbornensis*, *Bison priscus*, *Spirocerus wongi* [1, 7, 8]. В конце раннего плейстоцена в Прибайкалье, по-видимому, произошло некоторое увлажнение климата, повлекшее расширение лесных формаций и, естественно, увеличение числа млекопитающих, обитавших в этих ландшафтах (медведь, россомаха, широколобый лось, южный слон). На более открытых пространствах доминировали лошади (санмэнская и налайхская) и винторогие антилопы из рода *Spirocerus*.

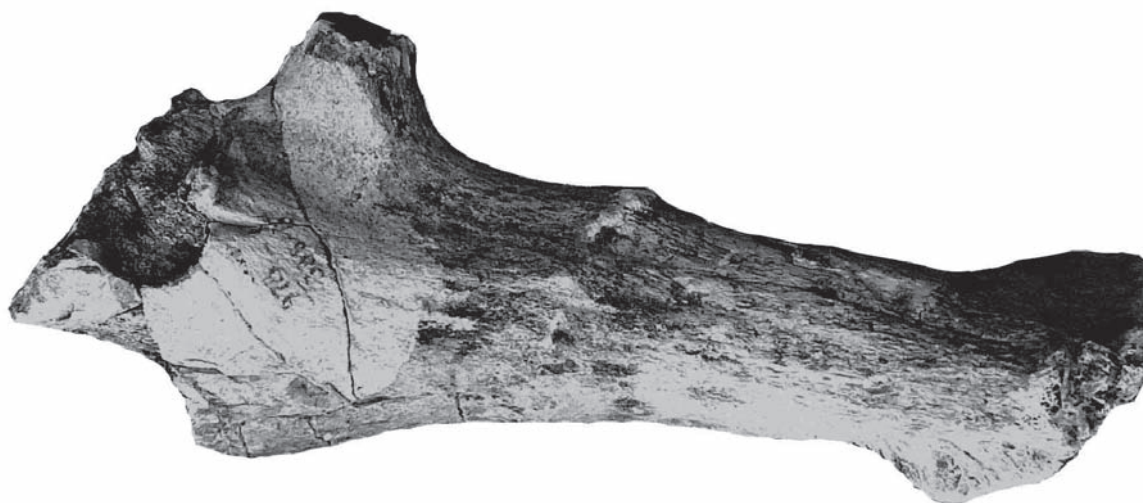


Рис. 1. Фрагмент рога широколобого лоса (*Alces latifrons*) из Юго-Восточного Прибайкалья (местонахождение Засухино, конец раннего плейстоцена)

В среднем плейстоцене палеонтологическая летопись лосей на юге Восточной Сибири опять прерывается, однако в позднем плейстоцене лось (*A. alces*) был обычным элементом фауны, на него охотился человек в палеолите и неолите. Он входил в состав фауны Западного Забайкалья (стоянка Каменка А), обитавшей на южных склонах Худанского хребта и северных склонах хребта Цаган-Дабан. Возраст этой стоянки пока точно не установлен, так как для культурного горизонта, содержащего каменную индустрию и остатки млекопитающих, приводится ряд абсолютных датировок – 26 760±265; 30 460±430; 31 060±530; 35 845±695; 40 500±3800 лет [10]. В состав фауны, окружавшей древнего человека в позднем палеолите, входили *Panthera leo*, *Equus caballus*, *E. hemionus*, *Coelodonta cf. antiquitatis*, *Camelus* sp., *B. priscus*, *Spirocerus kiakhtensis*, *Procapra gutturosa*, *Ovis ammon*, а также лось (*A. alces*), который в списках фауны приводится как *Megaloceros giganteus* [11].

В конце плейстоцена лось (*A. alces*) продолжал обитать на юге Восточной Сибири, об этом свидетельствуют его остатки в позднепалеолитических стоянках: Верхоленская гора (долина р. Ангара) и Ошурково (долина р. Селенга), возраст которых соответственно 12 570±180 и 10 900±500 лет [6, 14]. В культурном горизонте стоянки Верхленская гора, кроме *A. alces* обнаружены остатки *Ursus arctos*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Moschus moschiferus*, *B. priscus*. Долину р. Селенга кроме лося населяли *Lepus* sp., *Ochotona* sp., *Equus* sp., *C. elaphus*, *Sus scrofa*, *B. priscus*, *Ovis ammon* [2]. В эпоху позднего палеолита плотность популяций лося, видимо, была невысокой, так как в стоянках он редок, что, возможно, было обусловлено и другим фактором – уровнем каменной индустрии древнего человека. Его остатки также известны из палеолитических стоянок в долинах р. Иркут (Кайская гора) и ручья Каменка (Федяево), впадающих в Ангару. В конце позднего плейстоцена в Приангарье, кроме лося, обитали *Lepus timidus*, *Alopex lagopus*, *M. primigenius*, *C. elaphus*, *Rangifer tarandus*, *B. priscus*.

На рубеже плейстоцена и голоцена *A. alces* встречается в составе фауны из мезолитических горизонтов стоянок Приангарья (Усть-Белая и Ленковка). В окрестностях стоянок Усть-Белая и Ленковка, расположенных в устье р. Белой, соответственно на левом и правом берегах р. Ангары [6], обитали 8 960±60 лет назад [3] кроме лося *L. timidus*, *Vulpes vulpes*, *Gulo gulo*, *C. elaphus*, *C. capreolus*, *Bison cf. bonasus*.

Лось на юге Восточной Сибири обитал как в максимум так называемого сартанского оледенения, так и в межледниковые периоды, что подтверждает точку зрения В.И. Громова [5] о том, что в азиатской части СССР, как и на Русской платформе, в четвертичном периоде не было множества самостоятельных оледенений, разделенных межледниковыми эпохами с более теплым климатом.

В неолите лось был широко распространен на юге Восточной Сибири. Об этом свидетельствуют его

остатки в неолитических слоях стоянок Усть-Белая, Ленковка, Казачье, Братская, Заярская, Рютино и Серово, находящихся в долине р. Ангары [6] и пещере Загадай на Приморском хребте [7]. Кроме *A. alces*, в мезолите Приангарье и Юго-Западное Прибайкалье населяли *Marmota* sp., *Castor fiber*, *Microtus eoconomys*, *C. lupus*, *U. arctos*, *Meles meles*, *C. elaphus*, *C. capreolus*, *R. tarandus*.

В первые века нашей эры, в эпоху железного века, начавшегося в Прибайкалье за 300 лет до нашей эры, уже совсем исчезла неолитическая техника в результате появления в Приангарье скотоводческих племен древних тюрков [6] – курыкан (предков якутов). Они устраивали более или менее постоянные стойбища на остепненных участках долины Ангары и особенно по её притокам – Унга, Оса, Уда и Куда, где имеются остатки их поселений и городищ. Из нижнего культурного горизонта Унгинского (или Балаганского) поселения, возраст которого VI–VIII вв. н.э., определены остатки не только *A. alces*, но и *V. vulpes*, *Mustela evermanni*, *E. hemionus*, *C. elaphus*, *C. capreolus*, *Bison cf. bonasus*. Кроме диких форм, в нем обнаружены остатки домашних животных, в том числе собак, лошадей, коров, овец и коз.

Современное разнообразие фауны крупных млекопитающих на юге Восточной Сибири (*C. lupus*, *V. vulpes*, *V. corsac*, *U. arctos*, *Martes zibellina*, *G. gulo*, *Mustela erminea*, *M. sibirica*, *M. altaica*, *M. evermanni*, *M. meles*, *Lynx lynx*, *Felis manul*, *S. scrofa*, *M. moschiferus*, *C. elaphus*, *C. capreolus*, *A. alces*, *R. tarandus*, *Capra sibirica* и другие) обусловлено, по-видимому, не только историей формирования и развитием фауны в плиоцене и плейстоцене, но и разнообразием ландшафтов, которые они населяют. Одной из главных причин разнообразия современной фауны млекопитающих стало многообразие экологических ниш, образовавшихся и освободившихся вследствие изменения окружающей среды и вымирания ряда видов и более высоких таксонов в этом регионе и сопредельных территориях.

Лось (*A. alces*) – один из таежных видов, которые широко распространены в настоящее время на севере и востоке бассейна оз. Байкал. На западном побережье озера (хребет Приморский) он встречается главным образом в долинах рр. Сарма, Бугульдейка, Голоустная и их притоков, где численность его снижается под воздействием антропогенного фактора [13]. Сохатый ещё недавно рассматривался как обитатель преимущественно таежной зоны. Это представление складывалось на основе сильного сокращения его ареала под давлением антропогенного воздействия, когда он сохранился только в глухих и таежных уголках [4]. Лось в природной среде связан с древесной и кустарниковой растительностью, а анализ особенностей его распространения свидетельствует о том, что плотность его популяций, в основном, приходится не только на смешанные и широколиственные леса, но и на лесостепную зону

[12]. Отдельные особи, заходящие в несвойственные им зоны обитания (степь, тундру, агроландшафты), удаляются от границы постоянного своего ареала, и тем самым создают определенные трудности в интерпретации их экологии не только в настоящее время, но и в геологическом прошлом.

Летопись подсемейства Alciinae показывает, что лоси на юге Восточной Сибири водились уже с раннего плиоцена. Белые пятна в их эволюции, по всей видимости, обусловлены не только слабой палеонтологической изученностью этого региона, но и тем, что популяции этих животных никогда не имели большой численности. На то, что южная граница его ареала сместилась к северу уже в недавнем геологическом прошлом, указывает отсутствие лося в Западном Забайкалье в настоящее время. Эволюция представителей подсемейства Alciinae, несомненно, свидетельствует о том, что лесная составляющая в растительном покрове юга Восточной Сибири постоянно присутствовала с плиоцена до современности.

Литература

1. Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.
2. Бибикова В.И., Верещагин Н.К., Гарутт В.Е. и др. Новые материалы по четвертичной фауне Забайкалья // Материалы и исследования по археологии СССР. М., 1953. № 39. С. 463–467.
3. Воробьева Г.А. Возраст почв Прибайкалья // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пушино: НИЦ биологических исследований АН СССР, 1988. С. 74–82.
4. Гептнер В.Г., Насимович А.Н., Банников А.Г. Млекопитающие Советского Союза. М.: Высшая школа, 1961. Т. 1. 775 с.
5. Громов В.И. Проблема множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих // Пробл. сов. геологии. 1933. № 7. С. 33–46.
6. Ермолова Н.М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. Новосибирск: Наука, 1978. 223 с.
7. Калмыков Н.П. Млекопитающие и палеогеография бассейна оз. Байкал (плиоцен – голоцен). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2001. 112 с.
8. Калмыков Н.П. Палеогеография и эволюция биоценологического покрова в бассейне оз. Байкал. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 2003. 240 с.
9. Кожамкулова Б.С. Широколобый лось (*Alces latifrons* Jonas.) в Забайкалье // Териология. Новосибирск: Наука, 1974. Т. 2. С. 89–92.
10. Лбова Л.В. Палеолит северной зоны Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 240 с.
11. Лбова Л.В., Жермонпре М. Проблема сезонности палеолитического человека местонахождения Каменка – Забайкалье // Культурные традиции народов Сибири и Америки: преемственность и экология. Чита, 1994. С. 86–87.
12. Филонов К.П. Лось. М.: Лесная промышленность, 1983. 245 с.
13. Швецов Ю.Г., Смирнов М.Н., Монахов Г.И. Млекопитающие бассейна озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1984. 310 с.
14. Цейтлин С.М., Голубева Л.В. Стоянка Ошурково (Западное Забайкалье) // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 128–133.
15. Kalmykov N.P., Malaeva E.M. Continental biota of the Western Transbaikalia Early Pliocene // *Doclady Earth Sciences*. 1994. Vol. 339. P. 764–767.
16. Kawamura Y., Takai M. Pliocene lagomorphs and rodents from Udunga, Transbaikalia, eastern Russia // *Asian Paleoprimatology*. 2009. Vol. 5. P. 15–44.
17. Ogino Sh., Nakaya H., Takai M., Fukuchi A., Maschenko E.N., Kalmykov N.P. Mandible and lower dentition of *Parailurus baikalicus* (Ailuridae, Carnivora) from Transbaikalian area, Russia // *Paleontological Research*. 2009. Vol. 13, № 3. P. 259–264.
18. Vislobokova I.A., Dmitrieva E.L., Kalmykov N.P. Artiodactyls from the Late Pliocene of Udunga, Western Transbaikal // *J. Vertebrate Paleontology*. 1995. Vol. 15, № 1. P. 146–159.

НАХОДКА САЙГИ *SAIGA BOREALIS* CHERSKII (*PERYSSODACTYLIA*, MAMMALIA) В ДОЛИНЕ АНГАРЫ И ЕЕ АРЕАЛ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А.М. Клементьев¹, С.А. Дзюбас²

¹ Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

² ОГУ ЦСН, г. Иркутск, Россия

Достаточно хорошо известно распространение сайгака в прошлом. В позднем неоплейстоцене ареал сайги охватывал территорию от Англии до Аляски. К сожалению, юго-восточная граница ареала сайги в неоплейстоцене не совсем четко обозначена в известной литературе [17, fig. 22]. Восточная Сибирь отделена от Центральной Азии высокими горными системами Саян и Прибайкалья. Эти территории по ландшафтным особенностям совершенно не подходят для обитания

сайги. В связи с этим достаточно интересны любые находки костных остатков этого животного на близлежащих территориях. Данное сообщение касается новых сведений о находках палеонтологического материала по сайге на территории Восточной Сибири и Забайкалья, к сожалению, немногочисленных, но проливающих свет на былой ареал вида в этом регионе.

На территории Восточной Сибири остатки сайги впервые были зафиксированы И.Д. Черским [14] и

описаны как новый вид антилопы. Это были фрагмент черепа из Виллойского округа и левый роговой стержень с частью лобной кости из Нижнеудинской пещеры. Расстояние между этими географическими точками по прямой составляет порядка 1500 км. Более «молодые» находки приурочены главным образом к верховьям Енисея. Они происходят из открытых стоянок (Таштык, Кокорево, Новоселово) и пещерных местонахождений (Двуглазка, Проскуракова) древнего человека, а также с пляжей Красноярского водохранилища (Бережеково) [1, 2, 6, 10]. Расстояние от этого водохранилища до Нижнеудинской пещеры в пределах 400 км. В 2005 г. одним из авторов на берегу Усть-Илимского водохранилища был найден фрагмент черепа с роговыми стержнями «неизвестного» животного. Осенью 2008 г. этот фрагмент, благодаря С.Н. Пержакову, был предоставлен на определение. Фрагмент принадлежал взрослому животному с облитерированным лобным черепным швом. Сохранность кости плейстоценовая, вещество плотное, цвет сизовато-серый (рис. 1, 3). Согласно многолетним наблюдениям такая сохранность костного вещества характерна для довольно древних костей, в пределах первой половины каргинского термохрона или древнее. В таблице приводятся промеры этого фрагмента, для сравнения приведены промеры ископаемого и современного материала.

Из Забайкалья кости сайги определялись ранее достаточно часто [5, 8]. К началу 90-х гг. XX в. достоверно было установлено присутствие сайги лишь на палеолитическом объекте Сохатино-4 в черте города Читы [7], в слоях, датируемых сартанским временем (24–12 тыс. л.н.). Подробное изучение остатков млекопитающих с палеолитических объектов каргинского возраста Варварина Гора, Толбага, Каменка позволило установить присутствие лишь костей дзерена [9, 15], кости сайги не были выявлены. Летом 2003 г. Н.Д. Оводов, просматривавший остеологическую коллекцию Каменки с К. Тернером-П, обратил наше внимание на отличающийся от большинства остальных (принадлежащих дзерену)

первый шейный позвонок полорогого. В дальнейшем, при использовании различных источников, в том числе промеров и фотографий, предоставленных А. Бондаревым (г. Омск), этот атлант (рис. 1, 2) был отнесен нами к сайге. Размерные характеристики атланта: максимальная ширина 66,6 мм, максимальная длина – 61,2 мм, длина вентральной дуги 31,4 мм – указывают на принадлежность кости самцу. Позднее причислен к сайге и роговой стержень (с погрызами хищников в основании) из четвертого культурного горизонта комплекса Хотык (рис. 1, 1), отличающийся иной морфологией и размерами (таблица) от большинства других стержней, принадлежащих дзерену. Сохранность забайкальских костей идентична дубынинской находке, а относительная датировка укладывается в первую половину каргинского времени. Таким образом, можно отметить малочисленность сайгачьих костей на забайкальских объектах позднего неоплейстоцена. Юго-восточнее, в пределах Дунбэя (Манчжурии) кости сайги не обнаружены [11, 13].

Находка кости сайги на Усть-Илимском водохранилище сближает географически нижнеудинскую и виллойскую находки (рис. 1, 2). Исследованные автором ископаемые остатки крупных млекопитающих с археологических объектов и пляжей верхнего течения р. Ангары (Балаганск, Усть-Уда, Игетейский Лог, Красный Яр, Большой Нарын, Герасимова-1, Звездочка, Седова и др.) не содержали костей сайги, так же как и объекты на Лено-Ангарском плато (Усть-Ёдарма, Непа).

На местонахождениях в межгорных котловинах байкальского типа кости сайги также не найдены: в Северобайкальской (Кумора, Северобайкальск, Курла), Муйской (Старый Витим), Тункинской котловине (Зангисан, Зактуй, Славин Яр), хотя обитание дзерена в последней установлено. Таким образом, до сих пор нет позднеплейстоценовых находок, связывающих ареал сайги Восточной Сибири и забайкальский ареал непосредственно (рис. 1, 4). По известным материалам можно говорить об обитании

Размеры черепов сайгаков *Saiga borealis* Cherskii

Промеры, мм	Дубынино, р. Ангара	Хотык, р. Она	Нижнеудинская пещера [16]	Виллой [16]	Поволжье и Сибирь, n = 12–56 [4]	Аляска [18]	Современная, n = 10–11 [4]
	<i>S. borealis</i>						<i>S. tatarica</i>
Длина стержня по наибольшей кривизне	105	145,0	133,0	133?	155,0	108,0–130,0–149,0	
Переднезадний диаметр основания	25,7		27,2	28,0	25,0–29,6–32,7	25,2–28,2–33,9	26,5–30,3–34,7
Ширина основания	23,3		25,0	26,0	24,7–27,5–31,8	24,0–26,1–30,0	24,6–28,6–32,9
Переднезадний диаметр венчика	29,4	39,1	35,8	33,0	30,9–36,2–42,4	31,4–34,3–39,5	31,0–35,9–40,1
Ширина венчика	25,0	32,2	28,7	29,0	26,4–31,0–36,4	26,2–29,8–35,5	27,5–30,0–34,1
Обхват рогового стержня у основания	86,0	114,0				95,0–106,6–125,0	
Ширина черепа в основаниях стержней	97,9					94,0–101,3–108,0	
Индекс кривизны	98,1	88,1			87,1–92,8–98,1		88,4–92,2–97,0

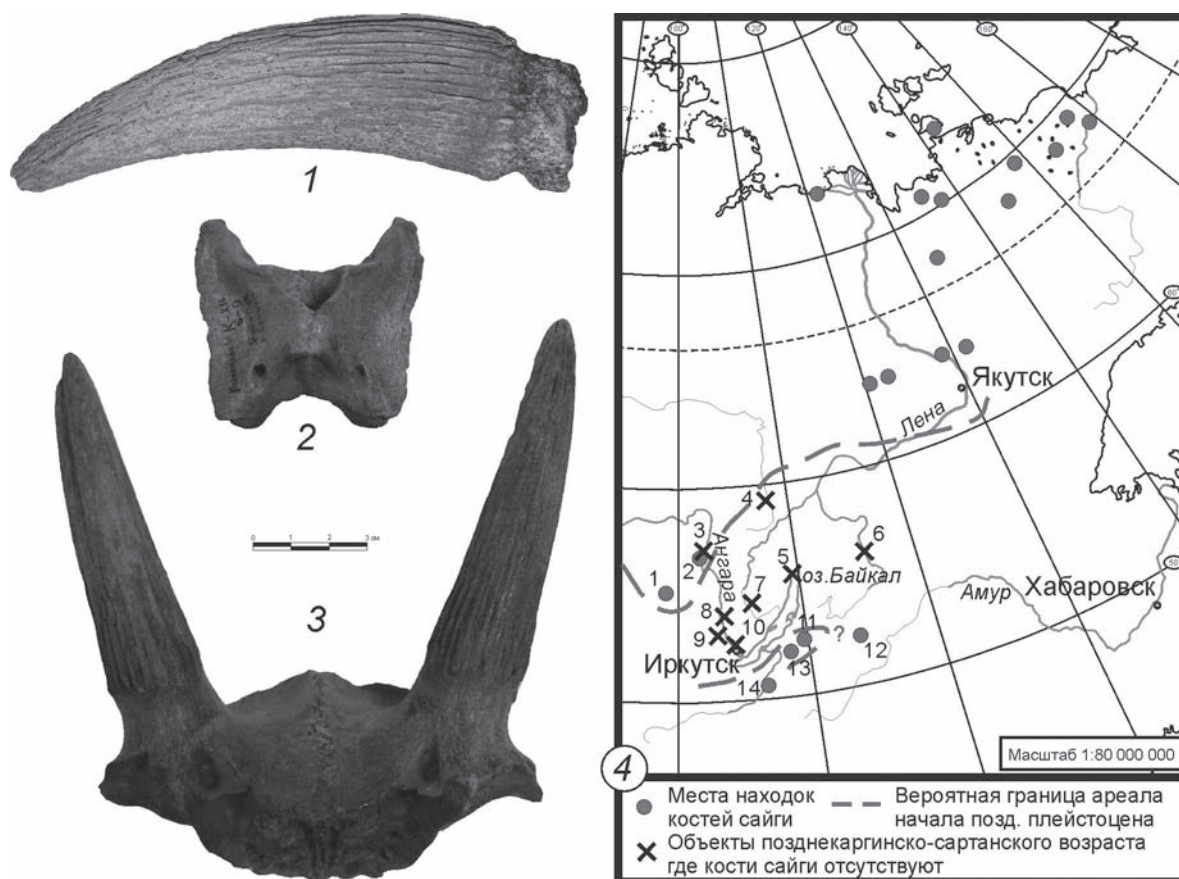


Рис. 1. Распространение ископаемых находок сайги на территории Восточной Сибири. Цифрами обозначены объекты на юго-восточной оконечности ареала: 1 – Нижнеудинская пещера; 2 – Дубынино; 3 – Усть-Ёдарма; 4 – Непская стоянка; 5 – Курлинские стоянки; 6 – Старый Витим; 7 – Макаровские стоянки; 8 – Игетейский Лог, Большой Нарын; 9 – Мальта, Буреть, Мальтинский Мост; 10 – Герасимова-1, Седова, Переселенческий Пункт; 11 – Хотык, Барун-Алан; 12 – Сохатино-4; 13 – Каменка; 14 – Кяхтинская стоянка

сайги на обширных пространствах Восточной Сибири, исключая низовья Ангары, в первую половину позднего плейстоцена. Позднее 30–35 тыс. л.н. на стратифицированных памятниках Восточной Сибири находок не обнаруживается.

Находки сартанского времени имеются в верховьях Енисея (12–15 тыс. л.н.) и на Аляске (12–13 тыс. л.н.) [16]. Западная часть Забайкалья входила в ареал также до середины каргинского времени, лишь на Кяхтинской стоянке спорные кости найдены в финальнопалеолитических горизонтах [3]. Эти материалы свидетельствуют о достаточно крупных размерных характеристиках особей из Забайкалья. Обособленное пока местонахождение в Чите свидетельствует о возможном обитании сайги в Восточном Забайкалье вплоть до сартанского времени. Малочисленность материала и географический хиатус не позволяют пока судить о возможных связях монгольского подвида сайги с ископаемым забайкальским.

Литература

1. *Абрамова З.А.* Палеолит Енисея. Афонтовская культура. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с; Кокоревская культура. Новосибирск: Наука, 1979. 200 с.

2. *Абрамова З.А.* Палеолит Северного Китая // Палеолит Центральной и Восточной Азии. СПб.: Наука, 1994. С. 63–135.

3. *Арембовский И.В.* Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири // Труды ИГУ им. А.А. Жданова. Сер. геол. Т. 14, вып. 2. Иркутск, 1958. С. 9–56.

4. *Барышников Г.Ф., Каспаров А.К., Тихонов А.Н.* Сайга палеолита Крыма // Фауна млекопитающих и птиц позднего плейстоцена и голоцена СССР (Труды ЗИН, т. 212). Л., 1990. С. 3–48.

5. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды ИГН АН СССР, Вып. 64. Геол. сер. № 17. 1948. 522 с.

6. *Дроздов Н.И., Чеха В.П., Артемьев Е.В.* Археология, геология и палеогеография палеолитических памятников юга средней Сибири. Красноярск: Зодиак, 1992. С. 53–93.

7. *Каспаров А.К.* Остатки млекопитающих из позднепалеолитического поселения Сухотино-4 в Забайкалье // Млекопитающие четвертичной фауны СССР (Труды ЗИН, т. 149). Л., 1986. С. 98–106.

8. *Оводов Н.Д.* Фауна палеолитических стоянок Сибири и проблема хронологических и палеоландшафтных толкований // Соотношение древних культур Сибири с культурами сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1975. С. 35–50.

9. Оводов Н.Д. Фауна палеолитических поселений Толбага и Варварина Гора в Западном Забайкалье // Природная среда и древний человек в позднем антропогене. Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1987. С. 122–140.
10. Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения Приенисейского края. Красноярск: КГПИ, 1992. Т. 1. С. 78–83.
11. Окладников А.П., Абрамова З.А. Палеолит Центральной Азии – Монголии // Палеолит Центральной и Восточной Азии. СПб.: Наука, 1994. С. 7–60.
12. Окладников А.П., Кириллов И.И. Юго-Восточное Забайкалье в эпоху камня и ранней бронзы. Новосибирск: Наука, 1980. 176 с.
13. Фу Женьи. Четвертичная фауна млекопитающих плейстоцена Дунбэя (КНР) и её специфика // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 1 (9). С. 6–15.
14. Черский И.Д. *Antilope (Saiga) borealis* n. spec. fossilis // Известия СО ИРГО, 1876. Т.7, № 4–5. С. 145–151.
15. Germonpre M., Lbova L. Mammalian Remains from the Upper Palaeolithic Site of Kamenka, Buryatia (Siberia) // Journal of Archaeological Science. 1996. № 23. P. 35–57.
16. Harington C.R., Cinq-Mars J. Radiocarbon Dates on Saiga Antelope (*Saiga tatarica*) Fossils from Yukon and the Northwest Territories // Arctic. 1995. Vol. 48, № 1. P. 1–7.
17. Kahlke R.-D. The History of the Origin, Evolution and Dispersal of the Late Pleistocene *Mammuthus-Coelodonta* Faunal Complex in Eurasia (Large Mammals). Printed in USA, Fenske Companies, Rapid City, SD. Mammoth Site of Hot Springs, 1999. 219 p.

РАННЕМЕЛОВАЯ ИХТИОФАУНА ТУРГИНО-ХАРАНОРСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

Р.А. Коростовский

Геологический научный центр Читинского государственного университета, г. Чита, Россия

Тургино-Харанорская впадина расположена в Шилка-Аргунской подзоне Агинско-Аргунской структурно-фациальной зоны [5, 6] и вытянута в суб-меридиональном направлении. В ее северной части расположена Бурулятуй-Тургинская и Уксахинская, в западной – Харанорская, в восточной – Борзинская, в южной – Чиндантская и Шарасунская мульды. Меловые континентальные отложения, выполняющие депрессию, согласно Геологической карте М 1:1000000/3, расчленяются на три свиты – тургинскую (K_1tr), кутинскую (K_1kt) и ножийскую (K_2nz). Тургинская свита несогласно залегает на вулканитах шадоронской серии и представлена в нижней части туфогенными и туфогенно-осадочными, а в средней и верхней – терригенными образованиями. В верхней части средней и по всему разрезу верхней подсвиты отмечается присутствие маломощных (первые метры) горизонтов бурых углей. Кутинская свита сложена терригенными угленосными отложениями. Верхнемеловая ножийская свита представлена фациально изменчивыми слабо литифицированными и рыхлыми осадками. Наибольшее биоразнообразие установлено для тургинской свиты, к которой и приурочена ихтиофауна.

Остатки рыб в Тургино-Харанорской впадине обнаружены в районе оз. Борзинское, у с. Харанор севернее оз. Хара-Нор в урочище Цунгук-Тала (Иванов, 1948), в северной части впадины по правому борту долины р. Турга, ниже устья р. Бырка (географические координаты N 50°48'48,9" E 116°07'29,3"). Здесь на образованиях уртугуйской свиты с размывом залегает маломощный базальный слой конгломератов и песчаников, выше сменяющийся так называемыми

бумажными сланцами – тонкослоистыми битуминозными аргиллитами, переслаивающимися с более массивными алевролитами. Мощность этих пород, по данным буровых работ, оценивается в 50 м [1].

В 1927 г. данный разрез описан С.А. Музылевым и др. как стратотип тургинской свиты [4]. По результатам проведения ГДП-200 И.Г. Рутштейном и др. [1], разрез по р. Турга был отнесен к среднетургинской подсвите. Авторы ГК М 1:1000000/3 предлагают не выделять отдельный разрез, а считать стратотипической местностью всю Тургино-Харанорскую впадину.

Первые находки ископаемых остатков в Тургино-Харанорской впадине известны с 1842–1844 гг. Они были получены научной экспедицией А.П. Миддендорфа [10]. В 1895–1898 гг. В.А. Обручев, А.П. Герасимов, А.Э. Гедройц во время проведения геологических исследований, связанных со строительством Сибирской железной дороги, дополнили палеонтологическую характеристику местонахождения. Последующие сборы фауны и флоры связаны с проведением геологосъемочных и различных тематических работ.

В настоящее время из отложений по р. Турга известны следующие органические остатки [1, 7, 8]: рыбы – *Stichopterus wodwoordii* Reiss, *Lycoptera middendorffi* Muller, *L. schilkensis* Korostovskii; насекомые – *Ephemeropsis trisetalis* Eichwald; Trichoptera: *Terrindusia reisi* Cock., *Ostracindusia sibirica* Vial., *Folindusia turga* Sukatsheva; Neuroptera: *Angaropsychops turgensis* O. Martynova; Diptera: *Eremonomus irae* V. Kovalev, *Sciophilites ninae* V. Kovalev и др. (всего 7 видов); Heteroptera: *Aphanocoris turgensis* Yu.

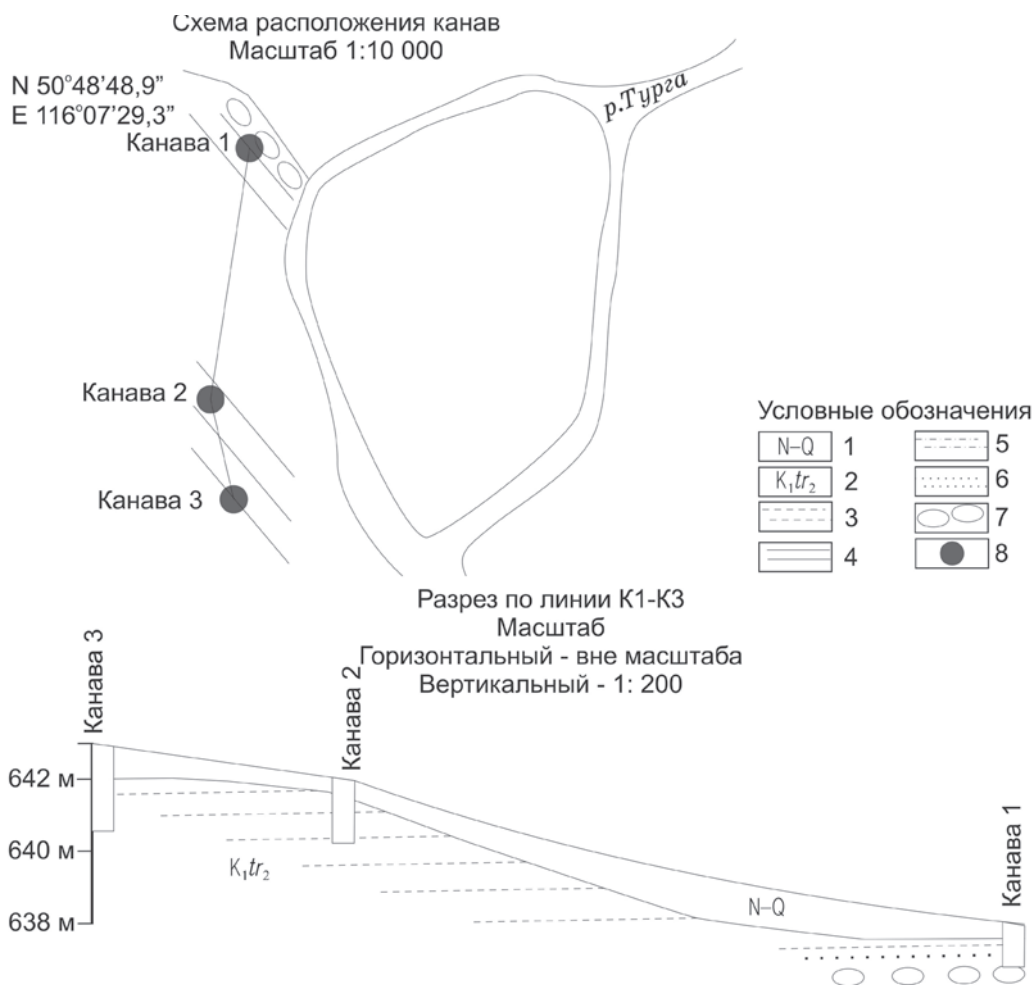


Рис. 1. Схема расположения канав и разрез K1-K3: 1 – неоген-четвертичные отложения, 2 – среднетургинские отложения, 3 – переслаивание тонкослоистых аргиллитов с более массивными алевролитами, 4 – аргиллиты, 5 – алевролиты, 6 – песчаники, 7 – конгломераты, 8 – точки наблюдения

Мощность, см	Слой	Литологическая колонка	Органические остатки
5-7	13		Остракоды
18	12		<i>Lycoptera schilkinensis</i> , насекомые, конхостраки, моллюски, <i>Baisia hirsuta</i> Krassil.
18-20	11		
4-5	10		
10-12	9		<i>Lycoptera middendorffi</i> , конхостраки
6-7	8		<i>Lycoptera middendorffi</i> , <i>Stichopterus woodwardi</i> , <i>Ephemeropsis trisetalis</i>
10-12	7		Остракоды
1-1,5	6		
3	5		<i>Lycoptera middendorffi</i>
0,5	4		
7-9	3		Конхостраки
1-1,5	2		
7-8	1		<i>Lycoptera middendorffi</i> , <i>Ephemeropsis trisetalis</i> , конхостраки

Рис. 2. Распределение органических остатков в канаве 3

Popov, *Corienta transbaicalica* Yu. Popov, *Positocoris intermedius* Yu. Popov и др. (всего 12 видов); Coleoptera: *Mesogyrus striatus* Ponomarenko, *Coptoclava longipoda* Ping, *Coptoclava minor* Ponomarenko и др. (всего 17 видов); Hymenoptera: *Manlaya pachyura* A. Rasnitsyn, *Anthoxyela turgensis* A. Rasnitsyn, *Turgidantes magnus* A. Rasnitsyn и др. (23 вида); Orthoptera: *Prophalangopsidae* inc. sed., *Gryllidae* inc. sed.; конхостраки – *Estherites dauricus* (Tschern.), *Bairdestheria middendorffi* (Jones), *B. orientalis* Eichw., *B. variabilis* (Novoj.), *B. turgaensis* Oleyn., *B. turgaica* Nov. et Kap., *B. aequalta* Oleyn., *B. lutosa* Oleyn., *B. oblonga* Oleyn., *Brachygrapta borsiaensis* Oleyn., *Pseudograptia turgiana* Nov. et Kap.; моллюски – *Viviparus* sp., *Galba obrutschewi* (Reis); остракоды – *Ussuriocypris ussurica* Mandelst.; флора – *Pseudolarix* sp. ind., *Baisia hirsuta* Krassil. и другие формы.

Из всех вышеперечисленных органических остатков руководящими являются рыбы *Lycoptera middendorffi*; насекомые *Ephemeropsis trisetalis*, *Coptoclava longipoda*, имеющие региональное распространение и достаточно узкий временной диапазон. Согласно стратиграфической схеме эти виды характерны для нижней части тургинского биостратиграфического горизонта [6]. В то же время насекомые *Positocoris intermedius* Yu. Popov, *Aphanocoris turgensis* Yu. Popov, *Mesogyrus striatus* Ponomarenko, *Coptoclava minor* Ponomarenko; моллюски *Viviparus* sp., остракоды *Ussuriocypris ussurica* Mandelst.; растительные остатки *Baisia hirsuta* Krassil. согласно действующей стратиграфической схеме меловых отложений характеризуют верхнюю часть тургинского биостратиграфического горизонта.

По наблюдениям автора, в разрезе по р. Турга (рис. 1), вскрытом горными выработками до глубины 2,4 м, прослеживается следующая закономерность в распределении органических остатков (рис. 2.): нижняя часть охарактеризована *Lycoptera middendorffi*, *Stichopterus woodwardi*, *Ephemeropsis trisetalis*, а верхние слои – *Lycoptera schilkensis*, *Gastropoda* (определения Е.В. Карасева) и *Baisia hirsuta* Krassil. Остатки конхостраки и остракод встречены по всему разрезу. Следовательно, можно предположить, что данные слои характеризуют границу между верхней и нижней частями тургинского биостратиграфического

горизонта. Комплекс конхостраки является общим для всего тургинского биостратиграфического горизонта. Подобная смена комплексов органических остатков наблюдается и в расположенной севернее Шилкинской впадине [3].

В разрезе по р. Турга наиболее частыми по встречаемости остатками рыб является *Lycoptera middendorffi*, реже встречаются *L. schilkensis*. Они представлены, в основном, частично сохранившимися экземплярами различного возраста (от мальков до взрослых) в рассеянных захоронениях по напластованиям, чуть реже встречаются полностью сохранившиеся экземпляры. Остатки *Stichopterus woodwardi* очень редки, представлены единичными костями и костями в сочленении.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Приаргунская. Лист М-50-IX (Калангуй). Объяснительная записка / И.Г. Рутштейн, Г.И. Богач, Е.Л. Винниченко и др. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 156 с.
2. Иванов Б.А. Угленосные и другие мезозойские континентальные отложения Забайкалья. Иркутск, 1948. С. 191.
3. Коростовский Р.А. Нижнемеловая ихтиофауна Шилкинской впадины (Восточное Забайкалье) // Геология и минерагения Забайкалья. Чита: Читагеолсъемка, 2010.
4. Колесников Ч.М., Якобсон Л.Н. Тургинская свита // Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Ленинград: Недра, 1979. С. 405–406.
5. Куриленко А.В., Котляр Г.В., Кульков Н.П. и др. Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. 714 с.
6. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. Схема 36. С. 1–17.
7. Олейников А.Н. Стратиграфия и филлоподы юры и мела восточного Забайкалья. М.: Недра, 1975. 172 с.
8. Сайт лаборатории артропод Палеонтологического института Российской академии наук. Режим доступа: <http://palaeoentomolog.ru/> – открытый доступ.
9. Яковлев В.Н. Ихтиофауна мезозойских озер Сибири // Мезозойские озера Сибири. 1968. С. 189–202.
10. Otto M. Reiss. Die Binnenfauna Der Fischschiefer. St. Petersburg, 1909.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЛЕКОПИТАЮЩИХ АНТРОПОГЕНА НА СЕВЕРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

П.А. Лазарев

ФГНУ «Институт прикладной экологии Севера», Музей мамонта, г. Якутск, Россия

История развития фауны млекопитающих на севере Восточной Сибири известна с конца плиоцена – начала эоплейстоцена, т.е. более 2 млн лет тому

назад. Эволюционное развитие млекопитающих в значительной степени происходило под влиянием изменений природных условий обитания. На про-

тяжении антропогена на фоне общего похолодания климата происходила периодическая смена эпох потеплений и похолоданий, развитие многолетней мерзлоты, горно-долинных и покровных оледенений, трансгрессии и регрессии северных морей и т.д. Во время морских регрессий на месте Берингова пролива возникала суша, соединяющая Азию с Американским континентом. Это пространство суши, возникшее в начале антропогена и именуемое Берингией, как считают многие исследователи антропогена, явилось очагом формирования своеобразной субарктической фауны млекопитающих. По этому «мосту» происходила интенсивная миграция мамонтов, лошадей, бизонов, лосей, оленей и других животных в оба континента. Около 30 тысяч лет тому назад по этому пути из Азии в Северную Америку перешел джуктайский человек.

В зависимости от изменений палеоэкологических условий и видового состава нами выделено 5 основных временных этапов развития фауны крупных млекопитающих, которые совпадают с отделами антропогена: плиоцен-эоплейстоценовый, раннеплейстоценовый, среднеплейстоценовый, позднеплейстоценовый и современный.

В раннем плиоцен-эоплейстоценовом этапе развития млекопитающих территория севера Восточной Сибири была разделена на две зоогеографические провинции: Ленская – к западу от р. Лена, и Берингийская – на северо-востоке. Эти зоогеографические провинции разделены высокогорными хребтами Верхоянский и Сэттэ-Дабан, а по их западным окраинам протекают р. Лена и ее приток Алдан. Фауны млекопитающих этих провинций, видовые составы которых существенно отличаются, входят в самостоятельные фаунистические комплексы. В Ленской провинции при умеренном климате со среднегодовой температурой от 0° до +3° доминировала древесно-кустарниковая растительность с преобладанием хвойных и мелколиственных лесов. Довольно широкое распространение в это время имели широколиственные леса. В травянисто-кустарниковой растительности доминировали вересковоцветные. Э.А. Вангенгейм [2] для Западной Якутии выделила алданский фаунистический комплекс. Опорными местонахождениями фауны млекопитающих этого комплекса являются Тандинское, расположенное на левом берегу р. Алдан в ее нижнем течении, и Чебыда в низовье р. Вилюй. Представителями алданского комплекса являются древний волк *Canis cf. variabilis*, родоначальник мамонтовой филогенетической линии мамонтов южный слон с суженным зубом с редкими пластинами. *Archidiskodon meridionalis*, слон намадикус *Palaeoloxodon ex gr. namadicus* и саньменская лошадь *Equus ex. gr. sanmeniensis*.

В Берингийской провинции растительные комплексы отличаются редким содержанием широколиственных, увеличением пыльцы кедрового стланика, ели и в травяном покрове преобладанием разнотравья.

Аналогом алданского комплекса является олерский фаунистический комплекс, представляющий собой фауну млекопитающих олерской свиты (чукчинский горизонт) эоплейстоценового возраста [4]. Опорное местонахождение олерской фауны Святой нос расположено в Колымской низменности в среднем течении р. Большая Чукочья. Отложения эоплейстоцена с остатками олерской фауны также вскрываются в основании опорного местонахождения **Улахан Суллар** на правом берегу нижнего течения р. Адыча, на серии правобережных обнажений рр. Алазея и Большая Чукочья высотой до 30 м, в районе устья р. Крестовка в низовье р. Колыма. В состав олерской фауны входят грызуны *Praedicrostonyx compitalis*, *Allophaiomys* sp., *Archidiskodon* sp., гигантская лошадь Веры *Equus (Allohippus) verae* с архаичным рисунком жевательной поверхности – частой складчатостью эмалей марок и протоконом треугольной формы, древний овцебык *Praeovibos beringiensis*, экзотическое животное *Sorgelia* sp.

В раннеплейстоценовом этапе (приблизительно 700–400 тысяч лет назад), судя по палинологическим материалам, продолжается дальнейшее похолодание климата, деградация и отступление на юг теплолюбивых широколиственных форм и распространение хвойных и мелколиственных лесов. В начале раннего плейстоцена в условиях регрессии северных морей климат на севере становится более гипоарктическим, а Берингия охватывает обширные территории Северо-Восточной Азии и Северной Америки. Дальнейшее похолодание климата усилило процесс формирования криолитозоны и она распространилась до Полярного круга. В составе растительности в Ленской провинции сильно сокращаются широколиственные, тсуга, пихта, увеличиваются разнотравные открытые пространства. В Берингийской провинции из состава растительных комплексов исчезают пыльца широколиственных, тсуги, пихты, увеличивается роль древесно-кустарниковой растительности. Изменение экологических условий обитания в сторону похолодания климата обусловило формирование новых форм млекопитающих, деградацию их размеров, изменения строения зубной системы, утолщение кожного покрова и появление густого шерстного покрова и т.д.

Млекопитающие раннего плейстоцена Ленской зоогеографической провинции представлены вилюйской фауной, впервые описанной И.А. Дуброво [1]. В ее составе появляется древний трогонтериевый мамонт *Mammuthus trogontherii trogontherii*, носорог Мерка *Stephanorhinus kirchbergensis*, первая лошадь кабаллоидного типа крупных размеров *Equus nordostensis*, *Cervalces latifrons*.

Для раннего плейстоцена Восточной Якутии нами выделен сулларский фаунистический комплекс. Типичными представителями сулларской фауны являются *Dicrostonyx renidens*, *Microtus* sp., *Mammuthus trogontherii trogontherii*, *Equus (A) coliemensis*, *Equus nordostensis*, *Cervalces latifrons*, *Sorgelia*. Впервые

описанная нами [5], своеобразная лошадь *Equus (A) colimensis* имела мелкие зубы с протоконом субтреугольной формы, была мельче лошади Веры. Крупная северо-восточная лошадь *E. nordostensis* обладала кабаллоидными признаками. Опорным местонахождением этого фаунистического комплекса является Улахан Суллар, расположенное в низовье р. Адыча (приток Яны). Костеносные отложения раннего неоплейстоцена вскрываются в основаниях разрезов рыхлых отложений в местонахождениях **Тумус яр, Святой нос, Крестовка** и других в бассейнах рр. Омолой, Адыча, Алазея, Большая Чукочья и Колыма.

Среднеплейстоценовый этап истории формирования фауны млекопитающих (400–100 тысяч лет назад) ознаменовался усилением похолодания климата и развитием мощных оледенений. На протяжении этапа происходит смена четырех климато-экологических эпох: теплая тобольская, холодное и влажное максимальное самаровское оледенение, короткое теплое мессовское межледниковье и небольшое тазовское оледенение. Криолитозона в среднем плейстоцене, продвигаясь к югу, охватывает значительную часть территории Якутии.

Растительность на протяжении среднего плейстоцена претерпела значительное изменение в сторону обеднения «теплолюбивыми» формами; широколиственные породы исчезают со всей территории Якутии. В Центральной и Южной Якутии в это время доминируют темнохвойно-лиственничные и березово-лиственничные леса с участками открытых лугово-степных пространств.

Начиная со среднего плейстоцена существенных отличий между фаунами крупных млекопитающих Ленской и Берингской зоогеографических провинций не отмечается. Наиболее активная связь между фаунами млекопитающих этих провинций существовала через низкогорные Хараулахские хребты на севере Верхоянья. Мы предложили этот единый для обеих провинций среднеплейстоценовый комплекс назвать восточно-сибирским. В качестве опорного местонахождения для этого комплекса выделили 50-метровую террасу Мамонтовой горы в низовье р. Алдан. В составе восточно-сибирского фаунистического комплекса представлены *Citellus aldanensis*, *Dicrostonyx cf. simplicior*, *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Mammuthus primigenius primigenius*, *Coelodonta antiquitatis jacuticus*, *Equus orientalis*, *Bison priscus crassicornis*, *Cervalces latifrons postremus*. Отложения среднего плейстоцена в Восточной Якутии вскрываются на восточном побережье Хромской губы, в низовьях Омолоя, Яны, Адычи, Алазеи, Большой Чукочьей, Колымы и Малого Анюя.

В среднеплейстоценовом этапе развития млекопитающих, продолжавшемся от 100 до 10 тысяч лет, климат становится резкоконтинентальным. Несмотря на похолодание климата именно в позднем плейстоцене мамонтовая фауна достигает своего расцвета. Это

парадоксальное явление можно объяснить, вероятно, благоприятными условиями обитания – развитием тундро-степей с богатой травяной растительностью и адаптацией животных к морозному климату. В позднем плейстоцене для всего севера Восточной Сибири также выделяется единый мамонтовый фаунистический комплекс. В его составе были россомаха, пещерный лев, волосатый мамонт, ленская лошадь, бизон, овцебык, антилопа сайгак, лось, северный и благородный олени. В качестве опорного местонахождения этого фаунистического комплекса мы выделили обнажение Дуванный яр, расположенное в низовье р. Колыма.

Во второй половине позднего плейстоцена во время каргинской эпохи потепления и последнего сарганского оледенения в результате усиления термокарстовых процессов развивается широкая сеть природных «ловушек» [6], куда часто попадали крупные животные и, благодаря многолетней мерзлоте, в замороженном виде сохранились до наших дней. При этом следует отметить, что 90% всех найденных захоронений останков древних животных с мягкими тканями приходится на территорию Якутии. Здесь вкратце перечислим только некоторые из этих находок. Это первый в мире скелет мамонта Адамса, найденный охотником О. Шумаховым в 1799 г. в дельте р. Лена на Быковском мысе. Другой находкой мирового значения является почти полный труп Березовского мамонта, найденный С. Тарабукиным в 1900 г. на берегу р. Березовка (приток Колымы). Чучело этого мамонта в настоящее время является одним из самых уникальных экспонатов Зоологического музея в Санкт-Петербурге. Большую научную и музейную ценность представляют голова с кожным и шерстным покровом и ноги шерстистого носорога, найденные в 1771 г. на берегу р. Виллой вблизи г. Виллойска. Из находок последних десятилетий можно отметить: скелет Шандринского мамонта с сохранившимися внутренними органами, найденный в 1971 г., полный скелет Чурапчинского носорога с кожным и шерстным покровом на правой задней ноге, найденный Н. Местниковым в 1972 г.; труп селериканской лошади с верховьев р. Индигирки, погибшей 38 тысяч лет назад (1968 г.). Большой интерес представляют останки трупа двухмесячного Абыйского мамонтенка с хоботом и бивнями длиной 4 см, найденные Г. и Е. Слепцовыми в 1990 г. на берегу р. Индигирка в Абыйском улусе. Мировую известность получило Берелехское «кладбище» мамонтов на берегу р. Берелех в Аллайховском улусе. В 1970 г. на Берелехе было раскопано более 10 тысяч костных остатков, принадлежавших 160 мамонтам. Там же была раскопана целая задняя нога мамонта с волосами и останки трупа россомахи. И, наконец, в 2002 г. на берегу р. Максунуоха в Усть-Янском улусе были раскопаны найденные охотником И. Гороховым части трех ног мамонта в земляном монолите. Особого внимания исследователей заслуживают находки полной головы

с передней левой ногой Юкагирского мамонта на берегу заполярной реки Илин-Бырахчаанна (2002 г.), почти полной туши шерстистого носорога в низовье р. Колыма (2007 г.) и туши Хромского мамонтенка (2009 г.).

В конце последнего сартанского оледенения, продолжавшегося от 24 до 11 тысяч лет назад, наступает резкое голоценовое потепление климата, вызвавшее интенсивное оттаивание мерзлоты, заболачивание, исчезновение холодных арктических степей с твердым грунтом – основных мест обитания мамонтовой фауны. Именно в этот переходный рубеж вымирают основные и самые многочисленные представители мамонтовой фауны: мамонт, шерстистый носорог, бизон, овцебык, антилопа сайгак, пещерный лев. Существуют различные, порой противоречивые точки зрения на причины вымирания этих видов.

Мы поддерживаем гипотезу о том, что основной причиной вымирания этих животных стало резкое потепление климата и изменение экологических условий в конце плейстоцена – начале голоцена, т.е. около 10 тысяч лет тому назад.

Современный этап развития млекопитающих проходил в условиях голоценового климатического оптимума. Критический рубеж вымирания пережили те виды, которые обладали более развитой толерантностью и сумели приспособиться к новым экологическим условиям. Это многие грызуны, хищники

(песец, волк, медведь, росомаха), а также лось, северный олень, степной баран и другие, всего около 20 видов. Установлено, что реликтовый вид мамонта на острове Врангеля сохранился до 3 700 лет назад. Рядом радиоуглеродных датировок в 6, 4, 2 тысячи лет подтвердись наши ранние выводы о том, что на севере Восточной Сибири в голоцене ленская лошадь не вымерла вместе с мамонтами, а сохранилась на всем протяжении этого времени [5].

Литература

1. Дуброво И.А. Об остатках *Parelephas wusti* (M. Pawlowa) и *Rhinoceros merki* Jager из Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 1957. № 21. С. 97–104.
2. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири (по фауне млекопитающих) // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 48. 183 с.
3. Вангенгейм Э.А., Флеров К.К. Широколобый лось (*Alces latifrons*) в Сибири // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 1965. № 30. С. 166–171.
4. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
5. Лазарев П.А. Антропогенные лошади Якутии. М.: Наука, 1980. 190 с.
6. Лазарев П.А. Условия захоронения скелетных и трупных остатков плейстоценовых млекопитающих // Кайнозой Восточной Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 45–52.

ШЕРСТИСТЫЕ НОСОРОГИ ЯКУТИИ

П.А. Лазарев, С.Е. Григорьев, В.В. Плотников

ФГНУ «Институт прикладной экологии Севера», Музей мамонта, г. Якутск, Россия

Шерстистый носорог (*Coelodonta antiquitatis*) является одним из самых заметных представителей мамонтовой фауны. Во время последнего ледникового периода вид был широко распространен практически по всей Европе и Северной Азии. На территории Якутии костные остатки шерстистого носорога, по сравнению с костями мамонта, лошади, бизона встречаются намного реже. Это объясняется сравнительной малочисленностью его популяции. Тем не менее, географический ареал распространения этого животного здесь очень широк, костные остатки встречаются почти повсеместно, включая острова Новосибирского архипелага.

Первые находки шерстистых носорогов на территории Якутии были сделаны еще в XVIII столетии. Так, в 1771 г. на берегу р. Вилюй местными жителями был найден первый в мире полный труп шерстистого носорога. Труп был сильно разложен, поэтому от него отчленили голову, кисть и стопу. Эти фрагменты через якутскую канцелярию были доставлены в

Иркутск, где были переданы академику П.С. Палласу. Паллас впервые научно описал вымершего носорога и дал название *Rhinoceros lenensis*, подчеркивая этим многочисленность находок этого ископаемого животного в бассейне р. Лены [1] (за 27 лет до И.Ф. Блюменбаха, который лишь в 1799 г. предложил название *Rhinoceros antiquitatis*). В марте 1772 г. Паллас отправил находку в Санкт-Петербург, в Академию наук. Позднее останки Вилюйского носорога были описаны Ф.Ф. Брандтом и Л.И. Шренком. Академик Ф.Ф. Брандт по остаткам на мумифицированной голове и конечностях впервые исследовал строение волосяного покрова шерстистого носорога.

На той же р. Вилюй вблизи урочища Кентик в 1858 г. в песчаных отложениях был обнаружен почти полный скелет носорога с обрывками мумифицированных связок и мягких тканей. Эти остатки Штубендорфом были переданы в музей Географического общества в г. Иркутске, а позже попали в Петербургскую академию наук. Скелет носорога из

урочища Кентик и тафономические особенности его захоронения были описаны И.Д. Черским [2].

В 1877 г. сибирским купцом Н.С. Гороховым был найден замороженный труп шерстистого носорога на берегу р. Халбуй (приток р. Быгантай, впадающей в Яну) примерно в 150 км севернее г. Верхоянска. От трупа отчленили голову и ступню, так как не было времени извлекать труп весной, когда лед должен был двинуться. Труп был позднее вымыт весенним половодьем и утонул в реке [3]. Находка поступила в Иркутский музей. И.Д. Черский, описавший в 1879 г. голову этого носорога, отнес её к молодой особи *Rhinoceros tichorinus* [4]. В том же году Сибирским отделом Императорского Русского Географического общества находка была передана в Зоологический музей Российской академии наук. Спустя год, в 1880 г. академик Шренк голову этого носорога, не углубляясь в детальные исследования и ссылаясь на крупные размеры и некоторые другие особенности, переописал как принадлежащую древнейшему раннеплейстоценовому виду *Rhinoceros merckii*. Пищевые остатки из зубов этого носорога были описаны В.Е. Гарутт и др. [5]. Результаты радиоуглеродного анализа показали, что шерстистый носорог с р. Халбуй жил и погиб более 33 000 лет назад.

В 1901 г. на р. Хоптолох вблизи г. Верхоянска Е.В. Пфиценмайером была обнаружена часть скелета шерстистого носорога с остатками связок и других мягких тканей [6].

В феврале 1972 г. в центре пос. Чурапча на Лено-Амгинском междуречье при рытье погребов были обнаружены обломки черепа и ребер шерстистого носорога. Основные работы по извлечению костей скелета были проведены группой П.А. Лазарева 15–26 июня того же года, в результате чего из мерзлых грунтов на глубине 2,5–3,6 м был извлечён почти полный скелет шерстистого носорога с мягкими тканями на правой задней конечности. Это третья в мире и первая в Азии находка такого рода. Судя по слабо развитому лонному бугорку таза, небольшому черепу с узкими шероховатостями на лбу и носовой части, тонким костям конечностей, сросшимся швам скелета, сильно стёртым зубам и длинным рогам животное было старой самкой. Исследования показали, что при жизни этого носорога в Центральной Якутии были широко развиты лугово-степные пространства, перемежавшиеся небольшими лесами из лиственницы, березы и некоторых видов хвойных. Такое широкое распространение остепненных растительных сообществ характерно для времени сарганского оледенения позднего плейстоцена [7]. Таким образом, Чурапчинский носорог жил около 20 тыс. лет назад. Климат в то время был сухой и холодный.

В начале июня 1976 г. группой школьников из Усть-Таттинской средней школы во время туристического похода в распадке Мамонтовой горы на левом берегу р. Алдан были найдены череп, второй рог, несколько позвонков и другие кости носорога. Окончательные раскопки были произведены в сентябре экспедицией

Института геологии Якутского филиала СО АН СССР. В результате раскопок из вмещающих отложений изъято более половины крупных костей скелета носорога, в том числе череп с двумя рогами и зубами, нижняя челюсть, кости конечностей, позвонки и т.д. Судя по стратиграфическому положению вмещающих пород и малой степени минерализации, этот носорог жил в конце сарганской эпохи оледенения в конце позднего плейстоцена, т.е. около 15–20 тысяч лет тому назад. Индивидуальный возраст особи 6 лет.

В июне 2004 г. на правом берегу р. Лена в 10 км к северу от с. Соттинцы (Центральная Якутия) были найдены костные остатки шерстистого носорога. В результате раскопок в 2004–2005 гг. из мерзлых пород была изъята большая часть скелета шерстистого носорога, состоящая из нижней челюсти, части позвоночного столба, крестца, тазовой кости, большинства костей конечностей и 33 рёбер (18 левых и 15 правых). Сохранившиеся зубы сильно стёрты, что свидетельствует о взрослом возрасте особи. Размеры костей конечностей характерны для позднеплейстоценового шерстистого носорога.

Одной из самых уникальных находок последних лет, вызвавшей большую сенсацию в научном мире, стала туша шерстистого носорога, найденная в Нижне-Колымском улусе в июне 2007 г. в верховье р. Малая Филиппова в 8 км к северу от пос. Черский. Туша Колымского носорога является первой в мире находкой этого ископаемого животного в замороженном состоянии, что особенно ценно для науки, поскольку учёным предоставляется возможность изучать мягкие ткани, мускулатуру, клеточные структуры, ДНК, микроорганизмы и другие компоненты практически в первозданном виде. Сохранилась основная часть туши с левой передней и двумя задними ногами, оголенным черепом с двумя рогами и нижней челюстью, хвостом, левыми ухом и глазом. Кожный покров на правом боку разорван. Значительная часть внутренних органов утеряна, но сохранились обрывочные остатки желудка и кишечника. Шерстный покров в результате частичного разложения выпал еще до захоронения. Полная длина туши, подверженной значительной деформации, 193 см, тогда как нормальная длина ее должна быть около 350 см. Общий вес находки около 900 кг, следовательно, можно предположить, что прижизненный вес ее, по-видимому, достигал 1,5 тонны. Установлено, что эта особь была самкой примерно 12 лет, завязшей и утонувшей в грязевой промоине во время каргинского межледниковья. Возраст, полученный AMS-радиоуглеродным методом в Оксфорде в Великобритании, – 39 140 ± 390 лет. В настоящее время труп Колымского носорога хранится в морозильной камере Музея мамонта Института прикладной экологии Севера в г. Якутске. Исследования этой уникальной находки международной группой ученых продолжаются.

Последняя ценная находка шерстистого носорога в Якутии была сделана в 2008 г. в бассейне среднего течения р. Амга (приток р. Алдан). Местный житель

Г. Новиков на берегу реки напротив с. Чакрыр обнаружил захоронение костей скелета носорога. В 2009 г. раскопки были продолжены специалистами Музея мамонта ФГНУ ИПЭС. В результате двухлетних раскопок из супесчаных отложений были изъяты тазовая кость, скелеты двух передних и одной задней конечностей, хвостовые позвонки и несколько рёбер. Несомненную научную ценность представляют полностью сохранившиеся кости передних конечностей, включая мелкие кости запястья, пясти и фаланги трех пальцев. Остальная часть костей, судя по всему, была размыта и унесена водами.

Единого мнения по вопросу о систематическом статусе шерстистых носорогов Якутии до сих пор нет. Первые систематические исследования ископаемых носорогов Якутии были проведены И.Д. Черским. Им было описано 32 костных остатка из коллекции Ново-Сибирской экспедиции Императорской Академии наук, в 1885–1886 гг. проводившей исследовательские работы в бассейне нижнего течения р. Яны и на островах Новосибирского архипелага [2]. Исходя из морфологических особенностей, изученные костные остатки И.Д. Черским отнесены к виду *Rhinoceros tichorinus*.

Следует отметить, что он предполагал существование нового вида (подвида) ископаемых носорогов. Он пишет, что «существование в ней (коллекции. – Прим. авт.) другого вида вымершего носорога, который, достаточно резко отличаясь от *Rhinoceros tichorinus*, не может быть ныне причислен и к *Rhinoceros merckii*». По-видимому, И.Д. Черский имел в виду среднеплейстоценовый подвид шерстистых носорогов Якутии, но отсутствие геологически датированного остеологического материала не позволило ему уверенно обосновать новую форму.

В монографии по биостратиграфии кайнозойских отложений Южной Якутии Б.С. Русанов [8] выделяет три подвида шерстистого носорога: *C. antiquitatis pristinus*, *C. antiquitatis jacuticus* и *C. antiquitatis humilis*, обитавшие соответственно в раннем, среднем и позднем плейстоцене. В результате последующих исследований [7, 9] подвид *C. antiquitatis pristinus* был признан невалидным, т.к. приводимый автором голотип без номера и описания местонахождения, а размеры и диагностические признаки вполне соответствуют среднеплейстоценовому носорогу.

Н.В. Гарутт и Г.Г. Боесков [10] предложили выделить два самостоятельных вида *C. lenensis* и *C. antiquitatis*, обитавших одновременно в эоплейстоцене и на протяжении всего неоплейстоцена. Однако они обоснованы недостаточно, не выделены номенклатурные типы, описания неполные, не обоснован их геологический возраст. *Rhinoceros lenensis*, описанный П. Палласом по черепу и нижней челюсти с р. Чикой (Забайкалье), на которого ссылаются авторы, скорее всего относится к раннеплейстоценовому носорогу *C. tologoiensis* Bel. [11]. Мы допускаем, что этот вид позже мог проникнуть в Якутию из Забайкалья, однако этот вопрос остается открытым.

В результате многолетних исследований в этой области мы пришли к выводу, что на территории Якутии существовал один вид шерстистого носорога – *Coelodonta antiquitatis* с двумя подвидами *C. a. jacuticus* и *C. a. antiquitatis*.

В ранней работе П.А. Лазарев [7] описывал среднеплейстоценового носорога как вид *Coelodonta antiquitatis*, но пока, до получения более веских доказательств, решил оставить этого носорога в ранге подвида *Coelodonta antiquitatis jacuticus*.

Костные остатки *C. a. jacuticus* встречаются в ограниченном количестве на всей территории Якутии. Черепа, зубы, нижние челюсти и другие кости наиболее часто находили в бассейнах рр. Алдан, Вилюй, Яна, Колыма. Вид обитал в среднем плейстоцене, ареал его был приурочен к открытым степным пространствам. *C. a. antiquitatis* в Якутии обитал в позднеплейстоценовое время, остатки этого шерстистого носорога встречаются повсеместно, но значительно реже, чем мамонта, бизона и лошади.

Основная часть черепов, нижних челюстей, зубов и других скелетных остатков найдена в рыхлых четвертичных отложениях в бассейнах рр. Алдан, Вилюй, Яна, Индигирка, Колыма и на побережье Ледовитого океана.

Последние шерстистые носороги в Якутии вымерли в конце последнего ледникового периода около 10 000 лет назад вместе с мамонтами и некоторыми другими представителями мамонтовой фауны.

Литература

1. Pallas P.S. De Reliquiis animalium exoticorum per Asian borealem repertis complementum. Novi commentarii Academiae Scientiarum // Imperialis Petropolitanae. 1772. VOL. 17. P. 576–606.
2. Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885–1886 гг. Приложение к LXV тому записок Импер. АН. № 1. СПб., 1891. 670 с.
3. Гарутт Н.В. К истории изучения шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blumenbach, 1799) // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 22–33.
4. Черский И.Д. Описание головы Сибирского носорога (*Rhinoceros antiquitatis tichorinus*), найденной в 1877 году в Верхоянском округе с сохранившимися при ней мягкими частями // Известия Восточно-Сибирского отдела Императорского русского географич. об-ва. 1879. Т. 10, № 1–2. С. 36–59.
5. Гарутт В.Е. Новые данные о пище шерстистого носорога в Сибири // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Наука, 1970. С. 113–125.
6. Pfitzenmayer E.W. Les mammouths de Sibérie. P., 1939. 313 p.
7. Лазарев П.А. Крупные млекопитающие антропогена Якутии. Новосибирск: Наука, 2008. 160 с.
8. Русанов Б.С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М.: Наука, 1968. 456 с.
9. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

10. Гарутт Н.В., Боескоров Г.Г. Шерстистые носороги: к истории рода // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 157–167.
11. Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И. и др. Млекопитающие эо-плейстоцена Западного Забайкалья // Тр. ГИН АН СССР. 1966. Вып. 152. 163 с.

БИВНИ МАМОНТА И ИХ ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

В.В. Плотников

ФГНУ «Институт прикладной экологии Севера», Музей мамонта, г. Якутск, Россия

Бивень мамонта – ценный материал органического происхождения, сохраненный до наших дней в «вечной» многолетней мерзлоте. Животные, увенчанные этими бивнями, давно канули в лету. Вопрос о функциональных особенностях этих гетеронимно изогнутых резцов остается предметом дискуссии. Наша цель – уточнить функциональные особенности этих «орудий труда».

Изучение мамонта на протяжении более чем 200 лет дало довольно ясное представление об этом исполинском звере: внешний вид, морфология, образ жизни, питание, причины вымирания и т.д. Особенности пропорций тела, заключающиеся в укорочении ног, а также в увеличении массивности туловища, возможно, были связаны с приобретением телом мамонта формы, наиболее способствующей сохранению тепла, т.е. максимально близкой к шарообразной (правило Бергмана). Данное изменение может рассматриваться как адаптация к очень суровым климатическим условиям ледникового периода. Ноги массивные, пятипалые, столбообразные, спрямленные в статике и аллюрах. Ступни округлые, у мамонят до года с диаметрами 13–15 см, у старых самцов – 40–45 см с тремя когтеобразными копытцами на передних и четырьмя на задних конечностях. Строение конца хобота с отростками у мамонта ближе к таковому у индийского слона, чем у африканского. Зубы мамонта состоят из отдельных дентиновых пластин, покрытых эмалью. Пластины скреплены друг с другом прослойками цемента. В каждой челюсти у мамонта всего по два зуба. В определенное время на смену им сзади начинают расти новые зубы. Они подпирают стершиеся от пережевывания пищи передние зубы, постепенно вытесняя их. В течение жизни у мамонта происходит шесть смен зубов. Волосистой покров у мамонтов длинный и густой, хорошо развит густой подшерсток. Волосы мамонта, как и у всех животных приспособленных к холодному климату, имеют солевые железы. По генетическим данным, ветви мамонта и индийского слона развивались в значительной степени параллельно, нежели с африканским слонем. Внешнее сходство также близко к индийскому слону, например строение конца хобота.

Бивни у самцов мамонтов могут достигать 400 см длины и более 100 кг веса и загибаться в полукруг, а у самок – 200 см, загибание незначительное. Бивни

самцов мамонта расходятся в стороны и изгибаются саблевидно в вертикальной плоскости и выгибаются вверх, а иногда даже назад, и слегка закручиваются, сближаясь концами друг к другу, т.е. левый направо, а правый налево с образованием пологой спирали (гетеронимно). У всех бивней есть так называемые зоны стирания – овальные, сильно вытянутые по длине, уплощенные участки, расположенные на нижней поверхности кончика бивня (рис. 1). По мере роста и загибания бивня на нижней его поверхности появляются новые зоны стирания, а старые смещаются вперед и на внешнюю поверхность. Иногда эти участки бывают покрыты мелкой ретушировкой из неглубоких царапин. Альвеолы мамонта, в отличие от африканского и индийского слонов, расположены рядом строго параллельно. У ныне живущих хоботных альвеолы расходятся в сторону и соединяются тонкой стенкой. Основание хобота у мамонтов лежало непосредственно на бивнях.

Первые предположения о функциональных особенностях бивней склонялись к тому, что мамонты использовали бивни для добывания подножного травяного корма [7]. С этой гипотезой согласились несколько авторов. Позже против этой версии о функциональных особенностях была выдвинута другая гипотеза [3]. Основанием для противоречия стал тот факт, что бивни у молодых мамонтов начинали стачиваться уже в очень раннем возрасте, когда они не могли доставать до горизонтальной поверхности грунта еще совсем короткими бивнями.

По мнению Н.К. Верещагина, молодые мамонты использовали свои бивни для обдиранья коры деревьев и при обламывании льда в морозобойных трещинах грунта или заледеленых склонах береговых обрывов (в зимнее время). При этом климат в тех районах, где обитали мамонты, во время ледникового периода был настолько континентальным, что зимы были практически бесснежными. Из-за этого мамонты испытывали нехватку воды, и именно для утоления жажды им приходилось ломать относительно рыхлый лед из грунтовых трещин. Доказательством является тот факт, что довольно большое количество (около 4%) бивней мамонтов оказываются сломанными при жизни и вновь затертыми до блеска.

Данные, полученные Е.М. Васильевым [1] в ходе исследования и анализа нового материала, а также осмысление и обобщение всех публикаций по



Рис. 1. Зона стирания на бивне

этому вопросу позволяют сделать вывод о том, что гипотеза Верещагина о функции бивней мамонта, по-видимому, не верна.

Исходя из данных Е.Н. Машенко [5] о том, что кончики бивней мамонтов начинают стираться сразу после прорезания, еще в том возрасте, когда бивни полностью укрыты основанием хобота, Е.М. Васильев полностью исключает возможность того, что кончики бивней начинают стираться от какой-то активной работы (разрывание земли в поисках корнеплодов, обдирание коры с деревьев и т.д.). Соответственно, в первые годы жизни мамонтенка бивни его не могли

стираться ни от чего, кроме как от постоянного трения о собственный хобот. Как уже говорилось выше, альвеолы бивней у мамонтов расположены параллельно друг другу и общей линии направления хобота. Бивни у мамонтов практически прямые, лишь очень слабо загибаются снизу вверх; росли довольно продолжительное время параллельно хоботу. Несомненно, что у мамонтенка хобот пребывал в постоянном движении. И вполне вероятно, что такое многолетнее трение могло оставить свои следы на бивне.

На первый взгляд, эта гипотеза довольно неправдоподобна. Особенно невероятным кажется то, что

состоящие из очень прочного материала бивни могли стираться, хоть в какой-то степени, об относительно мягкий хобот. Несмотря на это, нам вышеизложенная гипотеза Е.М. Васильева, объясняющая появление зон стирания на кончиках бивней молодых мамонтов, представляется более логичной.

Известно, что современные слоны используют свои бивни для подрывания земли в поисках корней, клубней и обдиранья коры с деревьев. При этом кончики их бивней стираются на более или менее правильный конус, что логично, так как слоны используют острие бивня.

У мамонтов, учитывая зоны стирания, бивни при попытке содрать кору с дерева должны были просто проскальзывать по коре. Кроме того, если судить по содержимому желудочно-кишечного тракта найденных на сегодняшний день останков трупов мамонтов, остатки древесно-кустарниковой растительности, кстати, очень редко встречаемые, представлены не только корой, как это должно было следовать из гипотезы Н.К. Верещагина, но и листьями, древесиной и хвоей [6].

На наш взгляд, все вышеперечисленные доводы достаточно убедительно говорят о том, что мамонты отнюдь не занимались обдираньем коры с деревьев. Несомненно, в том случае, когда мамонты ввиду нехватки их основного корма – травы, были вынуждены переходить на кустарники и деревья, они предпочитали коре сочные, зеленые, относительно более мягкие для их тонкоэмальных зубов молодые ветви.

Теперь рассмотрим второй основной довод, который Н.К. Верещагин приводит в защиту своей гипотезы. Обнаружение сломанных и вновь затертых при жизни кончиков бивней (до 4% от общего количества) он рассматривает как доказательство того, что бивни использовались мамонтами для какой-то тяжелой работы, а конкретно, для ломания рыхлого льда в грунтовых трещинах в целях утоления жажды.

Мамонты были очень мобильными животными, как и современные слоны, способные при необходимости совершать дальние переходы. Исходя из этого можно предположить, что мамонты предпочли бы откочевать на более подходящее место, чем пытаться добыть воду из жильных льдов, зажатых между слоями мерзлого грунта. Этот лед не уступал по прочности, например, речному льду. Подобный грунтовый лед, несомненно, должен был при добычании сильно перемешиваться с окружающим его грунтом, подобная субстанция вряд ли могла привлекать даже очень нетребовательное животное. К тому же количества подобного рода грунтовых трещин, даже сейчас, на определенном участке тундры явно не достаточно для целого стада огромных животных. А во время ледникового периода термокарстовые процессы, по всем предположениям, были развиты гораздо слабее.

Как же тогда объясняется относительно большой процент прижизненно сломанных бивней у мамонтов, большинство из которых обладали большим диаме-

тром и, как следствие, прочностью? Для выяснения данного вопроса нам представляется необходимым рассмотреть, каким образом ломают бивни современные слоны. Одомашненные индийские слоны по воле человека вынуждены выполнять неестественные для себя работы, например перетаскивание на бивнях огромных стволов деревьев. Естественно, при этом нередко их бивни не выдерживают такой нагрузки. Ни в одной из работ, посвященных наблюдению за дикими слонами, нам не встречалось упоминание о том, что кто-либо видел, как дикий слон ломал бивни во время работы. И это неудивительно, так как животные, обладающие достаточно высокоорганизованным интеллектом, несомненно, способны в нормальных условиях соразмерять свои усилия с прочностью своих органов.

Во время гона самцы современных слонов устраивают поединки. Имеется большое количество достоверных свидетельств того, что слоны во время гона впадают в ярость и наносят друг другу серьезные травмы, включая и сломанные бивни. По нашему мнению, очень характерный, даже являющийся диагностической чертой вида, сильный спиральный изгиб бивней самцов мамонтов является эволюционным приспособлением, призванным уменьшить смертность и травматизм. При столкновении двух многотонных, разъяренных гигантов основное давление должно было приходиться на бивни, что нередко приводило к их разламыванию.

При этом бивни могли ломаться как у пожилых мамонтов – при столкновении двух зверей одинакового возраста, так и у молодых – если они сталкивались с матерым соперником.

Свою гипотезу Н.К. Верещагин подтверждает еще одним доказательством: практически все прижизненно сломанные бивни оказывались затерты с места излома [2].

Затертость на бивнях имеет крайне своеобразный характер, никак не связанный ни с каким вариантом усиленного использования этого кончика для какой бы то ни было тяжелой работы. Во всех изученных нами случаях, а также по фотографиям и данным других авторов, место излома затерто до блеска, имеет завальцованные края и слабовыпуклую линзовидную форму. К примеру, у Чурапчинского мамонта, выставленного в экспозиционном зале Музея мамонта, бивень на месте излома расслаивается на несколько уровней, следуя своей внутренней структуре, состоящей из конусов нарастания, как бы вложенных друг в друга острием вперед (рис. 2).

Как известно, полировка до блеска такого материала, как мамонтовый или слоновый бивень происходит при частых, но легких прикосновениях к чему-либо не очень жесткому, но отнюдь не при использовании этого бивня для ломания или обдиранья. Подобная структура затирания кончиков прижизненно сломанных бивней могла возникнуть только в случае, если затирание происходило в течение длительного



Рис. 2. Затертость на изломе бивня

времени, легкими и случайными прикосновениями, вероятней всего, собственного хобота животного. Также возможно, что подобное затирание производилось листьями и ветвями деревьев или высокой травой при движении и случайными или преднамеренным трением бивня о тела других мамонтов. К примеру, при взаимном почесывании.

Исходя из всего вышесказанного, на наш взгляд, справедливой является гипотеза Е.В. Пфиценмайера, предполагавшая, что мамонты использовали свои бивни для добывания корма в зимнее время, т.е. разгребали ими снег, чтобы добраться до травы. Несомненно, что для мамонтов, как и для африканских слонов, хотя они и далеки по филогенетической линии друг от друга, бивни являлись важнейшим фактором индивидуального выживания при ухудшении внешних условий.

Специализированное питание травянистой растительностью неизбежно должно было сталкивать мамонтов с проблемой снежного покрова, затруднявшего доступ к корму. Предположение Н.К. Верещагина о практически полной бесснежности зим во время ледникового периода выглядит крайне нереально. По всем данным, она не была короче во время ледникового периода. Даже если предположить, что это было возможно, или что весь снег с открытых участков тундростепей сдувался ветром, например в овраги или

долины рек, становится непонятным, как в условиях резко континентального климата без орошения растаявшим снегом мог вырастать обильный травостой. Наличие последнего не вызывает сомнений, так как это обязательное условие существования огромных стад мамонтов, лошадей, бизонов и других представителей мамонтовой фауны. Возможность того, что все необходимое количество осадков выпадало только за несколько летних месяцев в виде дождя, при полном отсутствии снегопадов, представляется полностью невероятной.

Фактом, достоверно доказывающим наличие снежного покрова во время ледникового периода, затрудняющего доступ к травянистой растительности, по нашему мнению, является сильная стертость передних копыт старых особей лошадей, входивших в состав мамонтовой фауны [4]. Подобная же стертость наблюдается у старых лошадей современной якутской породы, которые, как известно, копытят траву зимой из-под снега. К этому же ряду можно отнести очень характерную потертость на переднем крае первого рога шерстистого носорога, а также увеличение ширины и уменьшение длины копыт передних ног у бизонов.

Еще одним веским доводом в пользу гипотезы Е.В. Пфиценмайера является наличие на бивнях зоны стирания, их характерная форма и расположение, а также часто встречаемая мелкая поперечная

ретушировка их поверхности неглубокими, частыми царапинами. Ни одна из версий использования мамонтами своих бивней, предложенных противниками гипотезы Е.В. Пфиценмайера, не может полностью объяснить существование и расположение на бивнях этих зон, а также ретуши на них (рис. 3). В то же время предположение, что мамонты разгребали с помощью бивней снег, великолепно совпадает с присутствием на бивнях подобных следов и даже, более того, требует их наличия.

Зоны стирания расположены на бивнях таким образом, что появиться они могли лишь от трения о горизонтальную поверхность, расположенную, при условии наклона головы, на уровне земли. Кроме того, ретушь из мелких царапин на бивне, по нашему

мнению, могла появиться лишь при проскальзывании бивней по мелким камням, лежащим под снегом.

Суммируя все вышесказанное, мы пришли к выводу, что мамонты использовали свои бивни при разгребании снега, чтобы добраться до своего основного корма – травянистой растительности. Увеличение длины, толщины и веса бивней, а также их характерная спиральная изогнутость со скрещиванием кончиков у самцов мамонтов явились эволюционными приспособлениями, направленными на снижение смертности и травматизма при поединках во время гона.

Таким образом, огромные размеры и сложная форма бивней мамонта является продуктом эволюционного прогресса, адаптацией, призванной повысить выживаемость вида в крайне суровых условиях



Рис. 3. Зона стирания бивня с ретушировкой из царапин

ледникового периода. И эти признаки ни в коей мере не являются проявлениями гигантизма, ведущими вид к вымиранию.

Литература

1. Васильев Е.М. К вопросу о внешнем облике и образе жизни шерстистого мамонта. Якутск, 2005. 16 с.
2. Верещагин Н.К., Тихонов А.Н. Экстерьер мамонта. Якутск, 1990. 39 с.

3. Верещагин Н.К. Берелехское «кладбище» мамонтов // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1977. Т. 72. С. 47–49.
4. Лазарев П.А. Крупные млекопитающие антропогена Якутии. Новосибирск: Наука, 2008. 160 с.
5. Мащенко Е.Н. Структура стада мамонтов из Севского позднеплейстоценового местонахождения // Труды ЗИН РАН. 1992. Т. 246. С. 41–59.
6. Томская А.И. Кормовая база мамонта в позднем плейстоцене Якутии. Якутск, 2000. 53 с.
7. Pflizenmayer E.W. Siberian man and mammoth. London, 1939. 145 p.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ МИКРОТЕРИОКОМПЛЕКСЫ КАЗАХСТАНА

Л.А. Тютюкова

Институт зоологии, г. Алматы, Казахстан

История изучения палеогеновых местонахождений Казахстана с остатками зайцеобразных и грызунов насчитывает почти сто лет (с 1915 г.). За это время было обнаружено 33 местонахождения. Но обзорной работы по их таксономическому составу пока не было. Из-за большой территориальной разобщенности каждое местонахождение приводится отдельно (за исключением расположенных в Зайсанской впадине). При восстановлении систематических составляющих этих микротериокомплексов использовались опубликованные данные [1, 2, 4–30].

Самым древним местонахождением Казахстана с остатками мелких млекопитающих является Джилга, расположенное в 8–9 км к северо-востоку от одноименного поселка в Сарыагашском р-не Южноказахстанской обл., датируемое **поздним палеоценом**. Единственными формами в данном комплексе пока установлены лишь грызуны *Kazygurtia clivosa* и *Asiaparamys shevyrevae* и насекомоядный *Voltaia minuta*.

В Казахстане известно 18 **эоценовых** местонахождений, 17 из них расположены в Призайсанье: Лагерь Бирюкова (г. Киин-Кериш); Марзупиалия (Тузкабак, г. Чакельмес); Черная и Белая банки (бассейн р. Чайбулак), Тюбетейка (междуречье Джаман-Гара-Конур-Кура); Можжевельник (долина р. Калмакпай), Слава (долина р. Ошаганды), Могила Султан (междуречье Кусто-Кызылкаин), Табтым (долина р. Сарыкамьссая); Ядро, Пять камней, Любовь, Тагви (р. Аксыир), Красный лишайник, Розовый валун, Зеркало (р. Коксалды) и Улькен-Уласты (на Казахстанско-Китайской границе, за п. Приречное). Первые остатки мелких млекопитающих здесь были собраны в 1968 г. палеогерпетологом В.М. Чиквадзе. Сначала они изучались Н.С. Шевыревой (с 70-х гг. прошлого столетия), а с 1993–1995 гг. к их исследованиям приступили Р. Эмри, Л.А. Тютюкова и М.А. Ербаева. Возрастная датировка зайсанских свит принята по Lucas et al. [31].

Начало среднего эоцена. Можжевельник, Слава (чакпактасская свита). *Saykanomys* sp., *Juniperimus flerevi*, *Tamquammys tantillu*.

Черная банка, Белая банка, Ядро, Улькен-Уласты (обайлинская свита). *Insectivora*, *Shamolagus ninae*, *Paramys obayliensis*, *Mneiomys agriotes*, *Abrosomys agasma*, *Bolosomys brachybamon*, *Geitonomys bouvites* (= *Chkhikvadzomys elpisma*), *Ekatherinomys mamma*, *Petrokozlovia notos* (= *Petrokozlovia basileia*), *Advenimus chalhae* (= *Saykanomys chalhae* = *S. chalchis* = *Borisomys borisovi*), *Tamquammys tantillus*, *Blentosomys dasikerkos*, *Chaibulakomys angos*, *Ulkenulastomys abrotos*, *Aksyiromys dalos* (= *Zaisaneomys eos*), *Pappocricetodon* sp. (= *Zaisaneomys eos*).

Середина позднего эоцена. Тагви, Пять камней, Красный лишайник (аксыирская свита, нижняя). *Procaprolagus* cf. *vetustus*, *Desmatolagus* sp., *Pappocricetodon zaysanicus*.

Зеркало, Розовый валун, Могила Султан, Табтым, Лагерь Бирюкова (аксыирская свита, верхняя). *Procaprolagus* cf. *vetustus*, *Desmatolagus* sp., *Ardynomys glambus*, *Symplokeomys zaysanicus*, *Ctenodactylidae* (cf. *Karakoromys*), *Allosminthus* cf. *ernos*. *Eucricetodon* sp.

Конец позднего эоцена. Любовь, Тюбетейка, Марзупиалия (кустовская свита). *Desmatolagus* sp., *Allosminthus* sp.

18-е местонахождение, датируемое серединой среднего эоцена (колпаковская свита) – Шинжалы (=Чинжалы), обнаружено в Алматинской области (сев. отроги Джунгарского Алатау) геологом Л.К. Диденко-Кислицыной в 1958 г. Хотя первое упоминание о присутствии грызунов в Шинжалах мы встречаем в работе В.С. Бажанова и др. [3], наиболее существенная коллекция мелких млекопитающих была собрана участниками Казахстанско-Американской экспедиции в 1993 г. Среди них *Saykanomys* sp. (cf. *S. bohlini*), *Aksyiromys dalos*, *Pappocricetodon kazakhstanicus*, *Zhungaromys gromovi*, *Zhungaromys* sp.

Анализируя составы фаун зайцеобразных и грызунов из обайлинских местонахождений Зайсана и Шинжалы, можно предположить их аналогю.

Олигоценовых местонахождений на территории Казахстана пока известно всего 14: Каракоин и левобережье р. Бактыкарын (= Бахты-Карын = Сары-Су; 150–200 км на северо-восток от р. Чу, Бетпақдала); 8 – в Тургайской впадине и в Центральном Казахстане: Шалкартениз (= Челкар-Тениз = Челкар-Тенгиз; 190 км на юго-юго-восток от г. Тургай), Атамбасчинк (= Атам-Бас-Чинк; 20–25 км восточнее оз. Шалкартениз), Донгузтау (= Донгуз-тау; 30–35 км северо-восточнее оз. Шалкартениз), Шинтузсай (40 км к юго-востоку от г. Тургай), Мынескесуйек (= Мын-Ескесуйек; 85 км севернее Байконура), Торт-мола (= Тортмолы = Дерт-мола; 85 км севернее Байконура), Кызыл-Как (70 км южнее г. Жезказган, Карагандинская обл.) и 5 – в Зайсане: Майлибай (междуречье Кусто-Кызылкаин); Подорожник и Новый Подорожник (междуречье Джаман-Гара-Конур-Кура); Энтелодонт (г. Чакельмес) и Талагай (левобережье р. Тайжуген). Местонахождения, расположенные в Тургайской впадине, стали известны первыми в истории изучения грызунов в Евразии вообще. Это сборы М.В. Баярунаса и М.Г. Прохорова в 1915 г. в Шалкартенизе. Немного позднее были обнаружены кости грызунов и в других местонахождениях Центрального Казахстана: в Атамбасчинке – Б.А. Петрушевским в 1939 г., в Донгузтау – участниками Палеонтологической экспедиции АН СССР в 1941 г., в Мынескесуйеке и Торт-Моле – в 1947 г. участниками Тургайской геолого-палеонтологической экспедиции АН КазССР; в Шинтузсае – в конце 1940-х г. В.С. Бажановым и на левобережье р. Бактыкарын – Н.Н. Костенко и А.В. Тимушем, в 1959 г. Кызыл-Как был открыт геологом А.С. Иванушко в 1960 г. Однако о первых сборах остатков именно грызунов в этих местонахождениях нет никаких сведений.

Особый интерес представляет местонахождение Шинтузсай. Как показали результаты изучения коллекций зайцеобразных и грызунов, собранных автором здесь в 1995 г., в нижнем слое данного разреза кости заключены в цементированные чехлы, как и в Мынескесуйеке и Торт-моле. В верхнем же костеносном слое Шинтузсайа кости чистые, как и в Атамбасчинке, Донгузтау и Шалкартенизе. Местонахождение Каракоин известно с 1964 г., благодаря работам казахстанских палеонтологов и геологов [4, 5]. В Зайсанской впадине олигоценовые остатки зайцеобразных и грызунов стали собираться с 1960-х гг. прошлого столетия. Хотя в фондах лаборатории палеозоологии Института зоологии РК хранятся остатки бобровых, обнаруженные М.Д. Бирюковым еще в 1957 г. В 1993–1995 гг. здесь были собраны дополнительные коллекции участниками Казахстанско-Американской экспедиции [29].

Таким образом, видовой состав олигоценовых фаун мелких млекопитающих Казахстана выглядит следующим образом:

Ранний олигоцен. Мынескесуйек (сарыинская свита). *Steneofiber shevyrevae* (= *Agnotocastor aubekerovi*), *S. kazakhstanicus* (= *Agnotocastor aubekerovi*), *Cyclomytus turgaicus* (этот вид у Б.С. Виноградова и П.П. Гамбаряна [8] приводится как *Pseudotsaganomys*), *Tsaganomys altaicus*, *Cricetops dormitor*, *C. aeneus*.

Торт-мола (сарыинская свита). *Dulygalymys kazakhstanicus* (= *Ardynomys* (?) *kazakhstanicus*).

Шинтузсай (челкарнуринская свита). *Erinaceidae* gen. indet., *Procaprolagus* cf. *maximus*, *Desmatolagus* sp., *Steneofiber kazakhstanicus*, *Palinaomys shintuzsaensis*, *Cyclomytus turgaicus*, *Tsaganomys altaicus*, *Eucrietodon* (= *Eoeomys*) *asiaticus*, *Cricetops dormitor*.

Шалкартениз (чиликтинская свита). *Agispelagus* sp., *Desmatolagus gobiensis*, *Steneofiber kazakhstanicus* (= *Agnotocastor aubekerovi* = *S. habilis*), *Palaeocastor* aff. *nebraskensis*, *Anomoemys lohicolus* (= *Prosciurus* sp., по Н.С. Шевыревой *Plesiospermophilus*), *Cyclomytus turgaicus*, *Tsaganomys altaicus*, *Karakoromys decessus* (= *Woodomys chelkaris* = *Terrarboreus arcanus*), *Parasminthus* (= *Plesiosminthus*) *quartus*, *Cricetops dormitor*, *C. aeneus*.

Донгузтау (чиликтинская свита). *Procaprolagus* cf. *maximus*, *Steneofiber kazakhstanicus* (= *S. habilis*), *Cyclomytus turgaicus*, *Cricetops dormitor*.

Атамбасчинк (чиликтинская свита). *Cyclomytus turgaicus*.

Талагай, Энтелодонт (ранний буран). *Gobiolagus* sp., *Procaprolagus* sp., *Agispelagus* cf. *simplex*, *Desmatolagus* cf. *gobiensis*, *D.* aff. *rabustus*, *Steneofiber shevyrevae*, *S. zaissanensis*, *Prosciurus ordosicus*, *Tuskabakomys simplex* gen. et sp. nov., *Beatomus gloriadei*, *Karakoromys* sp., *Parasminthus* (= *Plesiosminthus*) *plantainicus* sp. nov., *Eucrietodon meridionalis*, *E. asiaticus*.

Майлибай, Подорожник, Новый Подорожник (поздний буран). *Gobiolagus* cf. *major*, *Gobiolagus* sp., *Procaprolagus* sp., *Desmatolagus* cf. *gobiensis*, *D.* aff. *rabustus*, *Desmatolagus* sp., *Desmatolagus* sp. (A), *Zaysanolagus gromovi*, *Steneofiber* aff. *shevyrevae*, *S. kazakhstanicus*, *Steneofiber* cf. *S. butselensis*, *Agnotocastor devius*, *Prosciurus ordosicus*, *Anomoemys lohicolus*, *Cyclomytus mashkovaevae*, *C. lohensis*, *Beatomus gloriadei*, *B. bisus*, *Tsaganomys altaicus*, *Tataromys plicidens* (= *Muratkhanomys kulgaynia* = *Roborovskia collega*), *T. sigmodon* (= *Murathanomys velivolus* = *Tataromys boreas*), *T. raeda*, *Boumymys ulantataliensis*, *Karakoromys decessus* (= *Woodomys dimetron*), *K. robustus*, *Karakoromys* sp. 1, *Karakoromys* sp. 2, *Muratkhanomys dzhanarae*, *Heosminthus* sp., *Allosminthus* cf. *ernos*, *Allosminthus* sp., *E. asiaticus* (= *Leidymys azybaevi*), *E. caducus*, *Cricetops collator*.

Каракоин (бетпақдалинская свита). *Gobiolagus* sp., *Desmatolagus* aff. *gobiensis*, *Capatanca kazakhstanicus*, *Haplomys* (= *Prosciurus*) *arboraptus*, *Pseudocylindrodont piruzae*, *Tsaganomys altaicus turgaicus*, *Karakoromys decessus* (= *Woodomys chelkaris* = *Terrarboreus arcanus*), *Parasminthus* (= *Plesiosminthus*)

quartus, *Eucricetodon* (= *Cricetodon*) *caducus*, *Eoemys* (= *Eucricetodon* = *Cricetodon*) *deploratus*, *Eomys* sp., *Cricetops dormitor*, *C. aeneus*.

Кызыл-Как (бетпақдалинская свита). *Ictopidium* sp., *Gobiolagus* sp., *Desmatolagus* aff. *gobiensis*, *Desmatolagus* sp., *Steneofiber* (*Propalaecastor*) *kazakhstanicus*, *Capatanca kazakhstanicus*, *Haplomys* (= *Prosciurus*) *arboraptus*, *Pseudocylindrodon piruzae*, *Tsaganomys* al-

taicus, *Tsaganomys altaicus turgaicus*, *Karakoromys decessus* (= *Woodomys chelkaris* = *Terrarboreus arcanus*), *Parasminthus* (= *Plesiosminthus*) *quartus*, *Eucricetodon* (*Eumys*) *asiaticus*, *E. (Cricetodon) caducus*, *Eoemys* (= *Eucricetodon* = *Cricetodon*) *deploratus*, *Eomys* sp., *Cricetops dormitor*, *C. aeneus*.

Левобережье р. Бактыкарын (бетпақдалинская свита). *Cricetops dormitor*.

Коррелятивное соотношение палеогеновых местонахождений Казахстана

Отдел	Asian LMA	Тургайская впадина, Бетпақдала и Южный Казахстан	Восточный Казахстан
ОЛИГОЦЕН	Shandgolian	Каракоин, Кызыл-Как, левобережье р. Бактыкарын	Майлибай, Подорожник, Новый Подорожник
		Донгызтау, Атамбасчинк, Шинтузсай (верхний слой), Шалкартениз, Мынескесуйек, Шинтузсай (нижний слой), Торғ-Мола	Талагай, Энтелодонт
ЭОЦЕН	Ergilian	-	Любовь, Тюбетейка, Марзупиалия
			Зеркало, Розовый валун, Могила Султан, Табтым, Лагерь Бирюкова
			Тагви, Пять камней, Красный лишайник
	Шинжалы, Черная и Белая банки, Ядро, Улькен-Уласты		
Irdimmanhan		Можжевательник, Слава	
Arshanian			
ПАЛЕОЦЕН		Джилга	-

Литература

1. *Аргиропуло А.И.* Sciuroomorpha и Dipodidae (Glires, Mammalia) в третичных отложениях Казахстана // Доклады АН СССР. 1939. Т. 25, № 2. С. 172–176.
2. *Бажанов В.С., Диденко-Кислицина Л.К., Костенко Н.Н.* Зайилийский район и южная Джунгария // Геология СССР. 1971. Т. 40: Южный Казахстан, Геологическое описание; кн. 1; Стратиграфия, Палеогеновая система. С. 445–454.
3. *Байшашов Б.У., Тютюкова Л.А.* Раннеолигоценовая (индрикотериевая) фауна Центрального Казахстана // Селевиния. 1998–1999. С. 122–134.
4. *Бендукидзе О.Г.* Новые данные об олигоценовых грызунах Центрального Казахстана // Проблемы палеобиологии. Тбилиси, 1999. Т. 1. С. 280–299.
5. *Bendukidze O.G.* The Oligocene rodents of Central and Western Kazakhstan and their stratigraphic significance // Mem. Trav. E.P.H.E. Inst. Montpellier, 21. 1997. P. 205–208.
6. *Борисозлебская М.Б.* Новый вид бобров из олигоцена Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1967. Т. 72(6). С. 129–135.
7. *Виноградов Б.С., Гамбарян П.П.* Олигоценовые цилиндронты Монголии и Казахстана // Третичные млекопитающие: Тр. ПИН АН СССР. 1952. Т. 41. С. 13–42.
8. *Габуня Л.К.* Чакпактаская фауна эоценовых млекопитающих // ДАН СССР. 1983. Т. 273(2). С. 456–458.
9. *Габуня Л.К.* Новые данные об обайлинской и саргамысской фаунах Зайсанской впадины // Там же. 1984. С. 124–141.
10. *Ербаева М.А.* Стратиграфическое распространение зайцеобразных (Lagomorpha, Mammalia) в третичных отложениях Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеотериология. Вопросы териологии. М., 1994. С. 65–78.
11. *Ербаева М.А.* Палеогеновые зайцы (Leporidae, Lagomorpha) из Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеонтол. журнал. 1999. № 5. С. 84–88.
12. *Костенко Н.Н., Никитин Е.А., Ляджина К.А.* Бетпақдала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел // Геология СССР. Т. 40: Южный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1. М., 1971. С. 436–445.
13. *Лычев Г.Ф.* Новый вид бобра *Agnotocastor* из раннего олигоцена Казахстана // Палеонтол. журнал. 1978. № 4. С. 128–130.
14. *Лычев Г.Ф., Шевырева Н.С.* Бобры (Castoridae, Rodentia, Mammalia) из среднего олигоцена Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеотериология. Вопросы териологии. М., 1994. С. 79–104.
15. *Несов Л.А.* Результаты поисков и исследования меловых и раннепалеогеновых млекопитающих на территории СССР // Ежегодник ВПО. Л., 1987. Т. 30. С. 199–218.

16. Решетов В.Ю. Раннетритичные тапирообразные Монголии и СССР // Тр. ССМПЭ. М., 1979. Т. 11. 144 с.
17. Тюткова Л.А. Новый цилиндродонтид (Rodentia, Mammalia) индрикотериевой фауны // Палеонтол. журнал. 1997. № 6. С. 96–101.
18. Шевырева Н.С. Новые олигоценовые хомяки СССР и Монголии // Палеонтол. журнал. 1965. № 1. С. 105–114.
19. Шевырева Н.С. Хомяки рода *Cricetodon* из среднего олигоцена Центрального Казахстана // Палеонтол. журнал. 1967. № 2. С. 90–98.
20. Шевырева Н.С. К вопросу об эволюции семейства Zapodidae (Dipodidae, Rodentia, Mammalia) // Материалы по эволюции наземных позвоночных. М., 1970. С. 85–90.
21. Шевырева Н.С. Новые среднеолигоценовые грызуны Казахстана и Монголии // Современные проблемы палеонтологии. Тр. ПИН АН СССР. 1971. Т. 130. С. 70–86.
22. Шевырева Н.С. Палеогеновые грызуны Азии. М., 1976. 116 с.
23. Шевырева Н.С. Новые раннеэоценовые грызуны Зайсанской впадины // Флора и фауна Зайсанской впадины. Тбилиси, 1984. С. 77–114.
24. Шевырева Н.С. Первая находка соневых (Gliridae, Rodentia, Mammalia) в эоцене Азии (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан) // Палеонтол. журнал. 1992. № 3. С. 114–116.
25. Шевырева Н.С. Новый представитель эомиид (Eomyidae, Rodentia, Mammalia) из палеогена Азии (Восточный Казахстан) // Палеонтол. журнал. 1993. № 1. С. 132–137.
26. Шевырева Н.С. Новые грызуны (Rodentia, Mammalia) из нижнего олигоцена Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеонтол. журнал. 1994. № 1. С. 84–98.
27. Шевырева Н.С. Новые грызуны (Rodentia, Mammalia) из нижнего эоцена Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) // Палеонтол. журнал. 1996. № 1. С. 84–98.
28. Emry R.J., Wang B., Tjutkova L.A., Lucas S.G. A late Eocene eomyid rodent from the Zaysan basin of Kazakhstan // Journal of Vertebrate Paleontology. 1997. № 17(1). P. 229–234.
29. Emry R.J., Lucas S.G., Tjutkova L.A., Wang B. The Ergilian-Shandgolian (Eocene-Oligocene) transition in the Zaysan basin, Kazakhstan // Bull. Carneg. Nat. Hist. 1998. № 34. P. 298–312.
30. Emry R.J., Tjutkova L.A., Lucas S.G., Wang B. Rodents of the middle Eocene Shinzhaly fauna of Eastern Kazakhstan // Journal of Vertebrate Paleontology. 1998a. № 18(1). P. 218–227.
31. Lucas S.G., Emry R.J., Bayshashov B.U., Tjutkova L.A. Cenozoic mammalian biostratigraphy and biochronology in the Zaysan basin, Kazakhstan // Museum of Northern Arizona Bull. 65: 621–634.

СТИРАНИЕ БИВНЕЙ МАМОНТОВ – ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД

А.В. Шпанский, К.О. Печерская

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Вопрос морфофункционального значения бивней у мамонтов занимает исследователей уже очень давно. Выяснив около 100 лет назад специфические условия обитания мамонтов (принципиально отличные от условий обитания современных слонов), ученые начали поиски ответа на вопрос, а как могли бивни мамонтов пригодиться им в этих условиях. А то, что бивни интенсивно использовались, не вызывало сомнения. Подтверждением этому являются прижизненные переломы с вторичным затачиванием и наличие зон стирания вдоль бивней. Причем такие зоны стирания начинают формироваться с детского возраста и известны на бивнях детёнышей.

В настоящее время существуют три основных предположения о возникновении зон стирания на бивнях мамонтов.

1. Гипотеза Е.В. Пфиценмайера [5], предполагавшего, что мамонты использовали свои бивни для разгребания снега в зимнее время, чтобы добраться до подснежного корма.

2. Предположение Н.К. Верещагина и А.Н. Тихонова [2] о преимущественном использовании бивней для тяжелой механической работы, например добытия влаги из морозобойных трещин в холодное время года.

3. Гипотеза Е.М. Васильева [1], предполагающего возникновение зон стирания на бивнях в результате полировки их хоботом и о шерсть своих соплеменников.

На наш взгляд, этот вопрос можно разрешить с помощью небольшого палеоэкологического анализа. Зоны стирания расположены вдоль бивня со стороны обращенной к земле в прижизненном состоянии. По мере роста и закручивания бивня зона стирания, возникшая ранее, смещается вперед и на внешнюю сторону из-за спиралевидной формы бивня. Аналогично для прижизненно сломанных бивней – наиболее интенсивно стирающейся частью является нижний край, на месте слома. Обнаружение сломанных и вновь заточенных концов бивней довольно частое явление, из 12 бивней самок, хранящихся в Палеонтологическом музее ТГУ, на 5 наблюдается прижизненный перелом и повторное затачивание (рис. 1). Прижизненные переломы бивней самцов встречаются реже, чем у самок, из 30 бивней самцов, хранящихся в Палеонтологическом музее ТГУ и краеведческих музеях Томской области переломы можно предположить только на двух [4]. Вполне вероятно, что причинами возникновения переломов были различные механические воздействия: у самок это могло быть «не осторожное» добывание замерзшей воды или



Рис. 1. Бивень самки мамонта с прижизненным переломом и вторичным затачиванием (справа). Красный Яр (Томская обл.), коллекция Палеонтологического музея ТГУ. Хорошо видно, что скол произошел по секущей и в верхней части осталась незатертая ямка, а в нижней произошло заглаживание

минеральных компонентов (на зверовых солонцах, по мнению С.В. Лещинского), у самцов к этому могли добавляться турнирные схватки.

По нашему мнению, причиной возникновения зон стирания на бивнях мамонтов является *регулярное соприкосновение их с почвой во время приема пищи*. Так как мамонты питались травянистой растительностью, то процесс питания заключался в обхвате нижней частью хобота пучка травы и вырывания его. Именно в этот момент голова животного наклонялась вниз, а бивни соприкасались с поверхностью земли, а во время обрывания травы требовалось дополнительное движение головой.

Кончик хобота у мамонтов находился примерно на уровне поверхности земли. Разница в расстоянии между кончиком хобота и самой нижней (по отношению к горизонтальной поверхности земли) точкой бивней составляет у взрослых животных около 60–70 см. Хобот у мамонтов более гибкий, чем у слонов [2], и тем не менее, для надёжного захвата пучка травы требовалось минимум полтора его оборота, что может составлять как раз около 70 см.

Обтачивание кончиков бивней мамонтов могло также происходить за счет механического соприкосновения с почвой. Так как мамонты очень близки по своему строению, особенностям развития и поведению к современным слонам, то можно предположить, что поведенческие адаптации мамонтов были близки современным слонятам. Современные молочные слонята уже в конце первого года жизни начинают употреблять экскременты взрослых животных, во многом состоящие из непереваренных, но хорошо механически переработанных растительных остатков. Тем самым, они получают дополнительное питание и разнообразят свой рацион. При этом слонята часто ковыряются в «кучах» и в земле вставая на колени,

так как их только прорезающиеся бивни еще не достают до поверхности земли. Вполне вероятно, что молочные мамонята поступали аналогичным образом, к тому же это позволяло им быстрее переходить к самостоятельному питанию, что было очень важно в условиях холодного климата и более скудного питания самок, которые могли прекращать вскармливать детенышей молоком не в 2,5 года, как у современных слонов, а гораздо раньше. По мнению Е.Н. Мащенко, продолжительность кормления мамонтов молоком могла быть в два раза короче, чем у современных слонов [3]. Подтверждением раннему смешанному питанию мамонтов может служить наличие плодов и семян в кишечнике мамонтенка Димы, погибшего в конце сентября – начале октября в возрасте 6–7 месяцев. На этой (первой) стадии индивидуального развития (от рождения до 3 лет) происходила смена молочных бивней на постоянные.

Таким образом, для объяснения вопроса о возникновении зон стирания достаточно довольно простых палеоэкологических реконструкций и проведения экологических аналогий.

Литература

1. Васильев Е.М. К вопросу о внешнем облике и образе жизни шерстистого мамонта. Якутск, 2005. 16 с.
2. Верецагин Н.К., Тихонов А.Н. Экстерьер мамонта. Якутск, 1990. 39 с.
3. Мащенко Е.Н., Шубина Ю.В., Телегина С.Н. Луговское: пейзаж на фоне ледников. Ханты-Мансийск: Государственный музей Природы и Человека. Екатеринбург: Баско, 2006. 82 с.
4. Шпанский А.В. О мамонтах и его спутниках: палеоэкология мамонтовой фауны. Томск: ТГУ (в печати).
5. Pflizenmayer E.W. Siberian man and mammoth. London, 1939. 145 p.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПРЕСМЫКАЮЩИЕСЯ ЗАПАДНОГО МАКРОСКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Т.И. Яковлева¹, А.Г. Яковлев²

¹ Башкирский государственный педагогический университет им. М. Акмуллы, г. Уфа, Россия

² Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа, Россия

В статье использованы оригинальные данные из 24 пещерных местонахождений, расположенных на западном макросклоне Южного Урала (см. рис. 1), которые содержат 5 051 определимый костный остаток пресмыкающихся.

В 1993–1997 и 2000 гг. авторы собрали материал из 6 местонахождений (Аша Ia, Лемеза I, Лемеза II, Лемеза III, Лемеза IV, Заповедная III). Кроме того, Т.И. Яковлевой были определены материалы из 11 местонахождений (Грот Максютковский, Грот Археологов, Грот Ташмурун, Азан-Таш I, Тугай-Чишма, Муйнак-Таш, Байслан-Таш I, II, III, Юрмаш 3, Юрмаш 4), предоставленные Г.А. Дану-каловой и В.Г. Котовым. Разобраны и определены костные остатки пресмыкающихся из 3 местонахождений, материалы которых хранятся в ИГ УНЦ РАН (грот Зиганский, грот Устьевоу, пещера Казырбак). Определен костный материал из музея ИЭРиЖ УрО РАН из 4 южноуральских местонахождений (пещера Бейдинская, Сикияз-Тамак, Сим III, Сим IV), переданный П.А. Косинцевым.

Определение костных остатков пресмыкающихся производилось по костям черепа и позвонкам с использованием литературных данных [1, 4], а также путем их сравнения с соответствующими костями современных видов из эталонной коллекции. Выявленный таксономический состав всех голоценовых и субрецентных фаун пресмыкающихся района исследования с указанием общего количества определимых остатков приведен в таблице. Возраст отложений, вмещающих костные остатки, установлен на био-стратиграфической основе и с использованием абсолютных датировок.

Раннеголоценовые фауны. Определено 890 костных остатков. Для раннеголоценового этапа зафиксировано присутствие 9 видов пресмыкающихся. В северной части западного макросклона в раннем голоценое обитали: прыткая ящерица, обыкновенный уж и обыкновенная гадюка. На юге района исследований в это время, кроме перечисленных видов, в составе фауны были веретеница ломкая, живородящая ящерица, обыкновенная медянка, узорчатый полоз, водяной уж и степная гадюка.

В раннеголоценовых фаунах пресмыкающихся были многочисленны степные гадюки и прыткие ящерицы. Веретеница ломкая, обыкновенная медянка, водяной уж и обыкновенная гадюка являлись обычными видами. К категории редких видов отнесены живородящая ящерица и обыкновенный уж, к очень

редким – узорчатый полоз. В отличие от современной фауны, в раннем голоценое здесь преобладали виды, характерные для открытых биотопов.

Среднеголоценовые фауны. Определен 3 581 костный остаток. В среднем голоценое на территории западного макросклона Южного Урала обитали 10 видов пресмыкающихся. По всей территории в это время обитали следующие виды: веретеница ломкая, живородящая ящерица, обыкновенная медянка, обыкновенный уж, водяной уж, обыкновенная гадюка и степная гадюка. Только для южного района территории исследования установлены разноцветная ящурка, прыткая ящерица и узорчатый полоз.

В среднем голоценое очень многочисленным в фаунах пресмыкающихся становится обыкновенный уж, в категорию обычных входили веретеница ломкая, обыкновенная медянка, прыткая ящерица, водяной уж, обыкновенная гадюка и степная гадюка. К редким видам отнесена только живородящая ящерица, к очень редким – разноцветная ящурка и узорчатый полоз. В среднем голоценое доля видов открытых пространств уменьшается.

Позднеголоценовые фауны. Определено 463 костных остатка. В составе позднеголоценовых фаун пресмыкающихся было 8 видов. В северной части отмечено наличие 5 видов, в южной – 8 видов. В этот промежуток времени на всей территории западного макросклона Южного Урала обитали веретеница ломкая, живородящая ящерица, обыкновенная медянка, обыкновенный уж и обыкновенная гадюка. Кроме этих видов в фаунах южной части западного макросклона присутствовали такие виды, как прыткая ящерица, водяной уж и степная гадюка.

В позднем голоценое в фаунах были многочисленны веретеница ломкая и обыкновенная медянка, обычны – прыткая ящерица, обыкновенный уж, водяной уж, обыкновенная и степная гадюки. К категории редких видов отнесена только живородящая ящерица. Тенденция увеличения доли видов, характерных для закрытых биотопов, продолжает прослеживаться в позднем голоценое.

В конце позднего голоценоа для всей территории исследования установлено обитание 4 видов. В южной части западного макросклона в фауны входили веретеница ломкая, прыткая ящерица, обыкновенная медянка и обыкновенный уж. Небольшое количество выявленных видов может быть объяснено незначительным количеством определимых костных остатков в элементарных фаунах этого промежутка времени.

Таксономический состав и количество определенных остатков пресмыкающихся в фауне западного макроклона Южного Урала

Таксоны	Голоцен																											
	Ранний			Средний						Поздний															Конец позднего		Современность	
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24				
<i>Anguis fragilis</i>		36	242	1		37	29	4													1	2	4	5				
<i>A. cf. fragilis</i>						4																						
<i>Eremias cf. arguta</i>							5																					
<i>Lacerta agilis</i>		140					48	3																				
<i>L. cf. agilis</i>	1**	5			1								1	2														
<i>L. vivipara</i>		2	2		7	1	1	1			1												1					
<i>L. cf. vivipara</i>		1																										
<i>L. sp.</i>							1																					
Lacertidae indet.		14					16																					
Sauria indet.		23					12																					
<i>Coronella austriaca</i>		35	189	19			7		1	2							13	1	1									
<i>C. cf. austriaca</i>			7																									
<i>Elaphe dione</i>		1																										
<i>E. cf. dione</i>							1																					
Colubrinae indet.		5	6	3		8			1																			
<i>Natrix natrix</i>	2	1	1116	49	6	1		2			2		2	11			18				4	43	5					
<i>N. cf. natrix</i>							1																					
<i>N. tessellata</i>																												
<i>N. cf. tessellata</i>		10	23	1		12	6	1																				
<i>N. sp.</i>		89	785	60		6	41											1										
Natricinae indet.	1	21	37				13																					
<i>Vipera berus</i>	3	11	64	7	1	8	5				4	1	1	10			2					36	1					
<i>V. cf. berus</i>		6					5	1																				
<i>V. aff. berus</i>		1																										
<i>V. ursinii</i>		89	5	4		1	26																					
<i>V. cf. ursinii</i>		80	3			7	38																					
<i>Vipera sp.</i>		286	107	26			108																					
Serpentes indet.		27	334	7			11															6						
Всего остатков:	7	883	2920	177	7	84	382	11	1	4	12	10	25	324	1	78	3	2	2	1	15	90	11					

* 1 – Лемеза III; 2 – Байслан-Таш III (слой 4); 3 – Пещера Казырбак; 4 – Аша I а; 5 – Лемеза II; 6 – Грот Максотовский; 7 – Байслан-Таш II (слой 3); 8 – Юрмаш 4; 9 – Пещера Бейдинская; 10 – Сикяз-Тамак; 11 – Сим III; 12 – Лемеза IV; 13 – Грот Устьевои; 14 – Грот Зиганский; 15 – Байслан-Таш I (слой 1-2); 16 – Азан-Таш I; 17 – Ташмурун; 18 – Юрмаш 3; 19 – Тугай-Чишма; 20 – Муйнак-Гаш; 21 – Сим IV; 22 – Грот Археологов; 23 – Заповедная III; 24 – Лемеза I.

** – общее количество определенных костных остатков.

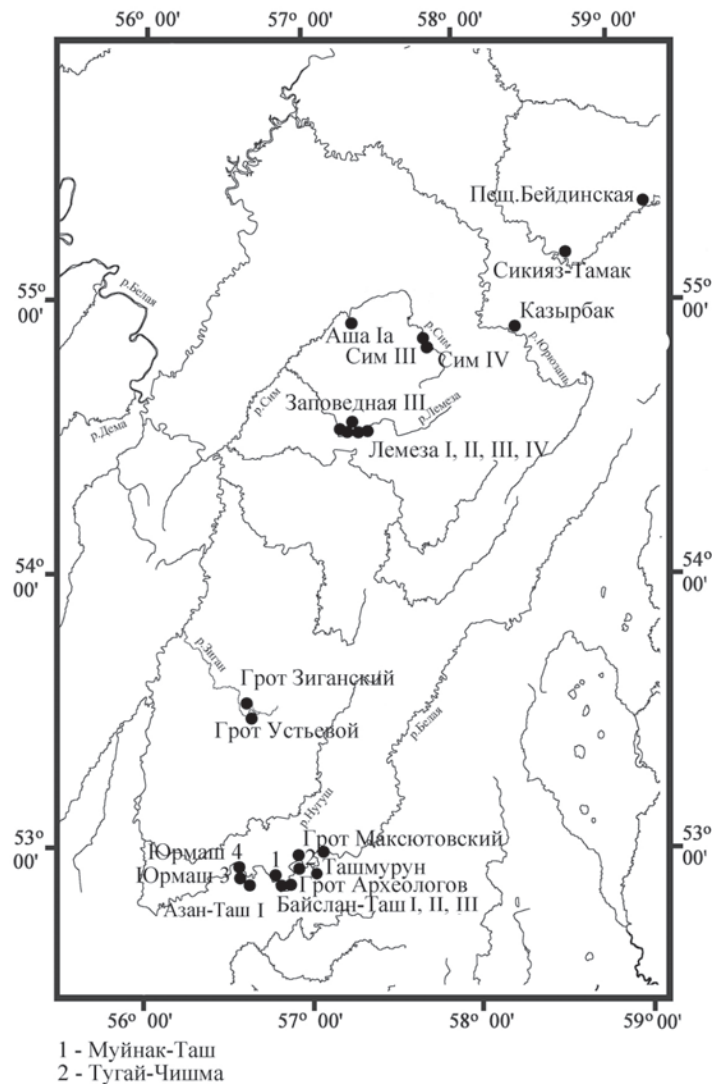


Рис. 1. Схема расположения месторождения

В субрецентных фаунах пресмыкающихся западной горной части Южного Урала были очень многочисленны обыкновенный уж и обыкновенная гадюка, веретеница ломкая была обычной; к категории редких может быть отнесена живородящая ящерица, что вполне согласуется с данными по рецентной фауне района исследований [2, 3].

В настоящее время в состав фаун пресмыкающихся на западном макросклоне Южного Урала достоверно входят 7 видов. Пять видов встречаются повсеместно: веретеница ломкая, живородящая ящерица, обыкновенная медянка, обыкновенный уж и обыкновенная гадюка. Два вида – прыткая ящерица и степная гадюка – более характерны для южной части района исследований. Узорчатый полоз и водяной уж, вероятно, обитают в южной части западного макросклона Южного Урала.

Таким образом, современный видовой состав фауны пресмыкающихся западного макросклона Южного Урала сложился в конце позднего голоцена, когда исчезли виды, характерные для степных биотопов – узорчатый полоз, водяной уж и степная

гадюка, которая в настоящее время сохранилась только в крайней южной части горно-лесостепного пояса западного макросклона. В настоящее время в герпетофауне западного макросклона Южного Урала преобладают виды, характерные для закрытых лесных биотопов.

Литература

1. Ратников В.Ю. Позднекайнозойские земноводные и чешуйчатые пресмыкающиеся Восточно-евро-пейской равнины // Тр. науч.-исслед. Ин-та геологии Воронежского государственного университета. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 2002. Вып. 10. 138 с.
2. Хабибуллин В.Ф. Фауна пресмыкающихся Республики Башкортостан. Уфа: РИО БашГУ, 2001. 128 с.
3. Яковлев А.Г., Яковлева Т.И., Сатаев Р.М. и др. Новые данные по фауне земноводных и пресмыкающихся Башкирии // Башкирский край. Уфа: Изд-во Национального музея Республики Башкортостан, 1997. Вып. 7. С. 132–142.
4. Szyncliar Z. Fossil snakes from Poland // Acta zool. Cracov. 1984. Vol. 28, № 1. P. 1–156.

СЕКЦИЯ 9. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ПЛЕЙСТОЦЕНА, ЭВОЛЮЦИЯ ЭКОСИСТЕМ И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДРЕВНЕЭВКСИНСКИХ И НОВОЭВКСИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

И.М. Барг

Днепропетровский национальный университет им. О. Гончара, г. Днепропетровск, Украина

На протяжении четвертичного времени акватория Черного и Азовского морей имела периодические палеогеографические связи с Каспийским и Средиземноморским бассейнами, что обусловило чередование в четвертичных отложениях солоноватоводных и стеногалинных комплексов фауны, которые легли в основу межрегиональной корреляции. Среди солоноватоводных отложений в бассейнах наиболее широко были распространены древнеэвксинские отложения среднего плейстоцена и новоэвксинские осадки верхнего плейстоцена.

Первоначально слои, залегающие между чаудинскими и карангатскими, Н.И. Андрусовым [1] были выделены в эвксинские. Однако позднейшими работами Н.И. Андрусова [2] и А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [3] были установлены слои с солоноватоводной фауной моллюсков, которые залегают над карангатскими отложениями. Это дало основание этим исследователям в геологических разрезах Азово-Черноморской акватории выделить верхние слои под названием новоэвксинских, а нижние – древнеэвксинских. В отдельных разрезах, особенно в акватории Азовского моря, встречается неполная последовательность отложений, в которой трудно установить с какими конкретно древне- или новоэвксинскими отложениями мы имеем дело, так как они содержат весьма близкую в родовом и видовом отношении фауну.

Проведенные нами исследования в акватории Азовского и Черного морей, а также в Керченском проливе по изучению многочисленных скважин и вибропоршневых трубок позволили детально проанализировать фауну моллюсков древнеэвксинских и новоэвксинских отложений и наметить ее палеонтологические особенности, которые отражены в таблице.

Наряду с общими для обоих подразделений видами моллюсков, которые характерны как для ново- так и для древнеэвксинских отложений, встречены виды, которые обнаружены исключительно в древнеэвксинских отложениях. Наиболее часто среди них встречаются представители рода дидакна: *Didacna crassa pontocaspia* Pavl., *D. crassa baericrassa* Eichw., *D. pallasi* Prav., *D. ebersini borisphaenica* Neveesk. Важно подчеркнуть, что часто в этом комплексе присутствуют *Didacna*

kurchrena Popov. и *D. raricostata* Popov, которые являются руководящими видами хазарского комплекса Каспия, что подтверждает мнение Г.И. Попова [7] о существовании в это время Манычского пролива с двусторонней миграцией по нему моллюсков. Из других видов моллюсков, имеющих важное стратиграфическое значение для древнеэвксинских отложений, следует отметить: *Monodacna caspia caspia* (Eichw.), *M. colorata* Eichw., *Corbicula flammalis* Mill. etc.

Детальное исследование литологии древнеэвксинских отложений показывает, что они представлены двумя пачками пород, которые отделены друг от друга резким несогласием. В Индоло-Кубанской структурно-фациальной зоне Азовского моря преобладают глинистые осадки, а в Северо-Азовской – пески. Важно подчеркнуть, что окраска пород в результате процессов длительного окисления значительно меняется, особенно при их высыхании и становится близка к окраске субэвральные пород.

Мощность нижней пачки древнеэвксинских отложений колеблется от 1–2 до 25 м. Обычно осадки залегают на континентальных аналогах нижнего плейстоцена, а в отдельных скважинах располагаются на породах миоцена. В северо-западной части Черноморского шельфа древнеэвксинские отложения представлены серыми известняками-ракушечниками и пропластками светло-коричневых суглинков. В центральной части территории в разрезе преобладают желтовато-серые пески с линзами и прослоями известняков-ракушечников и голубовато-серых слоистых глин с многочисленным детритом.

Во многих изученных разрезах в нижнем подгоризонте древнего эвксина встречены торфяники с крупными раковинами *Unio* sp. Эти торфяники являются одним из главных корреляционных признаков для выделения этого горизонта, подтверждая точку зрения Н.И. Андрусова [1] о существовании на этой территории озерно-болотных условий. Верхняя пачка древнеэвксинских пород в самой верхней части содержит в своем составе обломки и целые раковины моллюсков: *Cerastoderma edule* (L.), *Paphia senescens* (Coc.), *Bittium reticulatum* (Costa), *Corbula gibba* Oliv., *C. mediterranea maeotica* Mil., *Gastrana*

Распределение фауны моллюсков в древнеэвксинских и новоэвксинских отложениях Азово-Черноморского бассейна

№ п/п	Виды моллюсков	Древнеэвксинские слои	Новоэвксинские слои
1	<i>Didacna crassa pontocaspia</i> Pavl.	+	
2	<i>Didacna crassa baericrassa</i> Nevevsk.	+	
3	<i>Didacna pallasi</i> Prav.	+	
4	<i>Didacna ebersini borisphaenica</i> Nevevsk.	+	
5	<i>Didacna kuschrena</i> Popov	+	
6	<i>Didacna raricostata</i> Popov	+	
7	<i>Monodacna caspia caspia</i> (Eichw.)	+	+
8	<i>Monodacna colorata</i> Eichw.	+	
9	<i>Dreissena polymorph</i> (Pall.)	+	+
10	<i>Dreissena rostriformis distincta</i> Andruss.	+	+
11	<i>Theodoxus palassi</i> Lindh.	+	+
12	<i>Theodoxus ex gr. punctatolineatus</i> Sinz.	+	
13	<i>Hypanis plicatus</i> (Eichw.)	+	+
14	<i>Micromelania caspia lincta</i> Mil.	+	+
15	<i>Corbicula flaminialis</i> Mull.	+	
16	<i>Lythoglyphus naticoides</i> (Fer.)	+	
17	<i>Valvata piscinalis</i> Mill.		+
18	<i>Valvata pulchella</i> (Stud.)		+
19	<i>Adacna ex gr. vitrea euxinica</i> Nevevsk.		+
20	<i>Viviparus duboisianus</i> (Mouss.)		+
21	<i>Planorbis planorbis</i> L.		+
22	<i>Caspia gmelini</i> Dub.		+
23	<i>Unio</i> sp.		+

fragilis (L.), *Hydrobia ventrosa* Mtg. Отмеченная фауна свидетельствует о связи древнеэвксинского бассейна в последнюю стадию своего существования с бассейном Средиземного моря. Отдельные исследователи относят эту фауну к узунларской [4], однако выделение самого узунлара как геологического тела, как и в других районах Азово-Черноморского бассейна, невозможно. Поэтому верхний подгоризонт древнего эвксина выделяется нами как нерасчлененный древнеэвксинско-узунларский, подтверждая точку зрения и других исследователей [6, 9]. Г.И. Попов [8] пытается отнести эти отложения к карангатскому горизонту, однако в большинстве геологических разрезов наблюдается резкий перерыв в отложениях, который выражен обломками гравия, щебня, дресвы, песчаников со следами ожелезнения.

Кроме того, в ряде скважин карангат залегает трансгрессивно на древнем эвксине и содержит перемытую солоноватоводную фауну каспийского типа. Верхний подгоризонт древнего эвксина отделен от вышележащих карангатских отложений резкой границей размыва. Смена озерных древнеэвксинских отложений узунларскими свидетельствует о постепенном изменении режима бассейна при смене его Средиземноморским.

Что касается новоэвксинских отложений, то в Азово-Черноморской акватории они имеют четко выраженное 3-членное сложение и представлены аллювиальными, лиманно-морскими и морскими отложениями. Как показывают наши исследования [4], мощность этих отложений в морских фациях увеличивается в сторону Азовского моря до 35 м, что подтверждает ход новоэвксинской трансгрессии от Черного моря к Азовскому. Среди морских отложений преобладают глинистые разности зеленовато-серого и серого цвета, местами до черного, а также темно-серые алевриты. При переходе от аллювиальных отложений к морским наблюдается постепенная смена фаунистических сообществ от пресноводных

моллюсков, таких как *Viviparus*, *Unio*, *Valvata*, к солоноватоводным и морским формам. В большинстве изученных скважин новоэвксинские слои подстилается карангатом или азово-хвалынскими слоями. Во всех районах своего развития комплекс фауны новоэвксинских отложений весьма сходный и содержит *Monodacna caspia caspia* (Eichw.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *D. rostriformis distincta* Andruss., *Micromelania caspia lincta* Mil., *Lythoglyphus naticoides* (For.), *Theodoxus palassi* Lindh., *Unio* sp., *Planorbis planorbis* L., *Viviparus dibiisianus* Nevevsk., *Valvata piscinalis* Mill., *V. pulchella* (Stud.).

Особое значение для новоэвксинских отложений имеют находки *Adacna ex gr. vitrea euxinica* Nevevsk. Важно подчеркнуть, что выделение новоэвксинских отложений не вызывает затруднений, когда они подстилается карангатом или азово-хвалынскими слоями. В случае отсутствия последних выделение древнего эвксина и нового эвксина можно произвести по фауне моллюсков, что хорошо видно из прилагаемой таблицы.

Литература

1. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геол. и минерал. России 1904–1905. Т. 7, вып. 6. С. 158–186.
2. Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. Рос. АН. 1918. Т. 2. Сер. № 8. С. 23–28.
3. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
4. Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: ДГУ, 1993. 196 с.
5. Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // БМОПП. Отд. Геологии. 1951. Т. 26, 31. С. 7–34.
6. Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков четвертичных отложений Черноморского бассейна // Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. 1963. 212 с.

7. Попов Г.И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений // Материалы совещ. по изучению четвертичного периода. 1961. Т. 11. С. 483–490.
8. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии морских отложений Керченского пролива // Доклад АН СССР. 1973. Т. 13, № 4. С. 907–910.
9. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 164 с.

ЭВОЛЮЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ СУНГАЧ–УССУРИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – ГОЛОЦЕНЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

П.С. Белянин

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Междуречье рр. Сунгач и Уссури расположено в юго-западной части Приморского края. Оно ограничено с юго-запада оз. Ханка, являющимся истоком р. Сунгач, с востока – хребтом Синим, с северо-запада – заболоченной Приханкайской равниной. Наибольшей ширины междуречье (22 км) достигает в южной части – на участке подрезания хребта Синего р. Уссури, его длина 65 км.

В геоморфологическом отношении междуречье представлено сочетанием озерно-аккумулятивных и аккумулятивно-денудационных равнин (абс. выс. 60–100 м), занимающих порядка 90% его площади, а также останцов древнего рельефа, расположенных отдельными массивами, с наибольшей абсолютной высотой 347 м (г. Медвежья).

Формирование равнинной части района исследования, по предположению А.М. Короткого [1, 3], произошло в конце позднего плейстоцена в ходе озерной трансгрессии.

Для реконструкции палеорастительности междуречья на поверхности низкой озерно-аккумулятивной равнины, к югу от р. Сунгач, в окрестностях с. Со-сновка, в точке с координатами 44°46'59,9" с.ш. и 132°49'36,6" в.д., был заложен разрез, вскрывающий отложения позднего плейстоцена-голоцена. Из него был проведен послыйный (через каждые 5–10 см) отбор субстрата до глубины 120 см.

Вскрытая толща отложений подразделяется на три литологических горизонта:

1) 60–120 см – тяжелая глина, очень плотная, липкая, вязкая, неоднородно окрашенная: на сизовато-светло-сером фоне охристо-ржавые примазки от стяжений окислов железа, количество которых увеличивается с глубиной;

2) 25–60 см – тяжелая глина, сложенная менее плотно, с меньшей липкостью и вязкостью, окрашенная от темно-серого с мозаичными белесыми разводами в верхней части горизонта до равномерного антрацитово-черного цвета в нижней;

3) 0–25 см – тяжелый суглинок, коричневатотемно-серый, при подсыхании с кремнеземистой присыпкой на поверхности структурных агрегатов, разбитый вертикальными трещинами, представляет гумусовый горизонт почвы.

По результатам спорово-пыльцевого анализа в разрезе были выделены комплексные палинологические зоны (рис. 1).

Палинозона 1-С (глубина 60–120 см). В общем составе палиноспектров господствует пыльца кустарниковых форм растений (38,8–98,0%). Травы составляют 5,4–7,1%, споровые растения 1–3%.

Среди пыльцы древесных растений доминируют кустарниковые формы берез и ольхи: *Betula exilis* Sukacz. (22,9–55,9%), *Betula middendorffii* Trautv. Et. Mey. (15,2–29,9%), *Betula* sp. (5,8–29,6%), *Alnaster* (14,7–33,0%).

В незначительном количестве присутствует пыльца северо-таежной флоры *Picea* sp. и *Pinus pumula* Pall. Regel.

Среди травянистых растений обнаружена пыльца Сурепцевых (61,11–16,67%). В незначительном количестве присутствует пыльца Астровых.

Полученная информация подтверждается результатами анализа отложений, по морфологическим признакам идентичных данному литологическому горизонту, толщи 100–180 см в т.н. 6276 (44°58'22" с.ш. и 133°05'30" в.д.).

Они характеризуются тем же типом палинокомплексов с доминированием пыльцы кустарниковых форм берез и ольховника. Определенный для них состав диатомовой флоры показывает доминирование эпифитов и представителей преимущественно бентических родов *Eunotia* и *Pinnularia*, которые, по заключению Е.И. Царько, являются обитателями пресноводных сильно гумусированных мелководных водоемов.

Возраст данных отложений по датировке ¹⁴C составляет 18 580±225 л.н. (Ки – 2174). Это соответствует гыданской стадии сарганского оледенения в позднем плейстоцене [2, 3].

Спорово-пыльцевой комплекс из второго литологического горизонта (глубина 25–60 см) получить не удалось. Отмечается лишь в небольшом количестве пыльца неморальной флоры *Pinus koraiensis* Siebold et. Zucc., *Quercus* sp., *Ulmus* sp. и травянистых растений – осок и мальвы. Кроме того, обнаружены споры *Lycopodium* sp. и *Ophioglossum*.

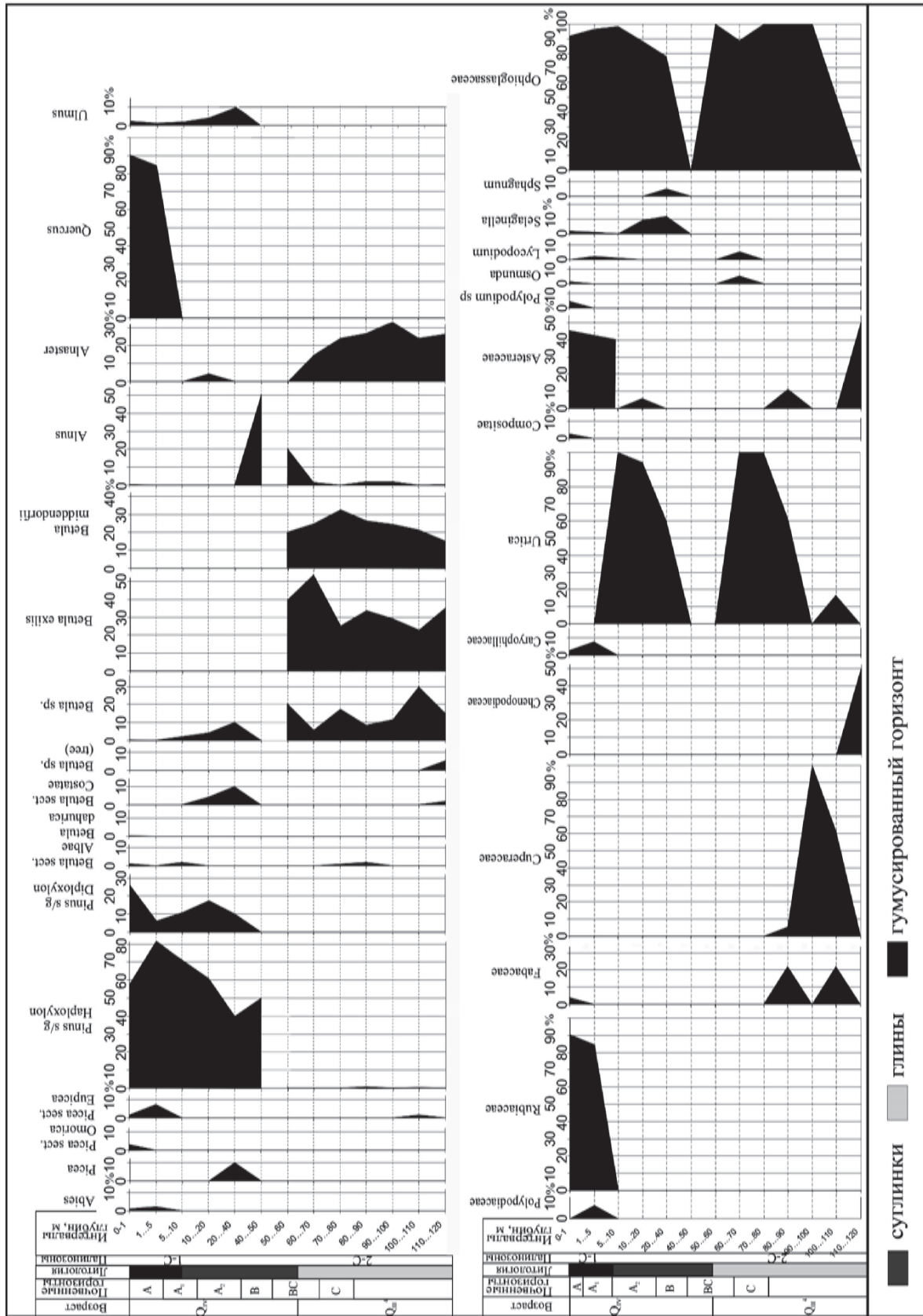


Рис. 1

Палинозона 2-С (глубина 0–25 см). В палинологических спектрах господствует пыльца древесных пород (43,0–59,0%).

На долю пыльцы сосен приходится 21–82%. При этом для пыльцы *Pinus koraiensis* Siebold et. Zucc. максимум (81,93%) приходится на глубину 1–5 см, минимум (21,21%) отмечен в слое 10–20 см; у *Pinus diploxylon* максимум (25,67%) выявлен в поверхностном слое 0–1 см, минимум (6,0%) – на глубине 10–20 см. В незначительном количестве отмечается пыльца *Picea* sp. – 5% и *Abies* – 1,6%.

В группе широколиственных пород деревьев обнаружена пыльца *Quercus* sp. – 1,5–5,9% и *Ulmus* sp. – 1,0–2,0%. Единично встречается пыльца мелколиственных пород *Betula sect. Albae*, *Betula dahurica* Pall.

Среди травянистых растений наибольшее количество пыльцы принадлежит *Asteraceae* (до 90,0%). Содержание пыльцы бобовых и маревых составляет по 3,0%. В группе споровых растений доминируют папоротники *Polypodiaceae* (91,0%).

Распределение пыльцы и спор по разрезу позволяет выделить две фазы развития палеорастительности.

Фаза ерничково-сфагновых болотных сообществ соответствует палинозоне 1-С. Территория Приханкайской впадины представляла собой обширную заболоченную равнину с мелководными водоемами. В растительном покрове доминировали сообщества кустарниковых берез с ольховником и лиственницей. На более возвышенных участках холмисто-увалистого рельефа произрастали редкостойные березово-лиственничные леса. Присутствие в палиносpectрах пыльцы елей, сосен свидетельствует о куртинах тайги северо-бореального облика с кедровым стлаником.

Многолетняя мерзлота имела островной характер, о чем говорит доминирование в растительном покрове ольхового стланика, не переносящего многолетней мерзлоты, значительное количество пыльцы которого встречается в данной толще.

Фаза развития дубово-березовых лесов палинозоны 2-С произошла в позднем голоцене – Q²_{IV}. Палиноспектры отражают умеренно-теплые климатические условия равнины. Основными растительными формациями становятся влажные луга и болота. На более возвышенных местах и на останцовых массивах получают развитие дубово-березовые, дубово-кедрово-широколиственные леса. Отдельными фрагментами встречаются куртины, состоящие из *Pinus funebris* Kom. Наличие пыльцы хвойных растений, среди которых доминируют сосны *Pinus koraiensis* и *Pinus funebris*, характеризует формации, занимающие отроги Синего хребта.

Присутствует пыльца представителей современной неморальной флоры *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc., *Quercus* sp., *Ulmus*. Большое количество пыльцевых зерен семейства *Asteraceae* – признак современного антропогенного характера растительности.

Литература

1. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И. Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 53–56.
2. Кинд И.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М.: Наука, 1974. Вып. 257. 225 с.
3. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья // Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.

АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ И ЛОКОМОЦИИ СОВРЕМЕННЫХ И МИОЦЕНОВЫХ ГОМИНОИДОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДВУНОГОСТИ ЧЕЛОВЕКА

С.Б. Борущая

МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Становление двуногости предков человека послужило в ходе филогенеза отряда приматов отправным этапом эволюции рода *Ното*. Много десятилетий между антропологами всего мира дискутируются вопросы, связанные с процессом перехода общей предковой формы африканских понгид и гоминид к двуногому передвижению. Эти разногласия, с одной стороны, касаются времени существования этой переходной формы, с другой – относительно экологических и этологических причин, побуждавших наших предков использовать бипедию. Конечно, вызывает

интерес вопрос о том, что из себя могла представлять эта искомая форма высшего гоминоида, какова была ее локомоторная специализация и адаптивные морфологические особенности. По результатам биомолекулярных и палеонтологических исследований, важное значение в поиске «недостающего звена» приобретают скелетные материалы гоминоидов, живших 8–5 млн лет назад (Хрисанфова, 1987).

Родоначалником гоминоидного ствола считается антропоид египтопитек, обитавший на территории современного Файюмского оазиса (Египет) немногим

более 30 млн лет назад (Хрисанфова, 1987; MacLatchy, 2004). Этот примат, вероятнее всего, являлся специализированной четвероногой древесной формой, по особенностям локомоции сходной с современными марьяшкообразными, типа макаков, а возможно, и с некоторыми широконосными обезьянами. Есть мнение, что в процессе движения он мог использовать подвешивания на кистях и стопах, но брахиация ему еще не была свойственна (Simons, 1983; Хрисанфова, 1987, 1991).

Плиопитеки и лимнопитеки могли быть древесными четвероногими обезьянами (Aiello, 1980; Решетов, 1986), однако говорится также и о их брахиаторной специализации (Харитонов, 1987). Есть мнение, что азиатские плиопитеки были предками современных гиббонов, а восточно-африканские массивные формы плио- и лимнопитеков имели менее выраженные брахиаторные признаки, поскольку им нередко приходилось преодолевать водоразделы, спускаясь на землю. Изменения климатической обстановки в плиоцене привели к их вымиранию (Решетов, 1966). В любом случае, перечисленные формы не могли стоять на эволюционной магистрали антропоморфных гоминоидов.

На рубеже олигоцена и миоцена (датировка 20,6 млн лет назад) на территории современной Уганды обитали, вероятно, первые истинные гоминоиды – моротопитеки (*Morotopithecus bishopi*), которых в свое время чуть было не отнесли к группе проконсулов, живших несколько позже (MacLatchy, 2004). В скелете моротопитеков прослеживаются признаки сочетания свободы движения передней конечности и морфологической адаптации к повышенной весовой нагрузке в позвоночнике, а по некоторым показателям, – и в бедренных костях. При этом целый комплекс признаков бедренных костей все же сближает моротопитеков с проноградными церкопитековыми обезьянами (Боруцкая, Васильев, 2004). Моротопитеки являлись довольно крупными гоминоидами, и можно предположить, что именно они (возможно, параллельно с какими-то еще неизвестными приматами миоцена) начали осваивать «knuckle-walking» локомоцию (Боруцкая, Васильев, 2004), есть также мнение, что этим приматам была характерна и круриация (MacLatchy, 2004).

Датировка более поздних гоминоидов – проконсулов – порядка 19 млн лет назад. Ныне известно 4 вида этих приматов. Изучая тазобедренные суставы *Proconsul africanus* и *Proconsul nyanzae*, Вард определил, что эти антропоиды передвигались четвероногими проноградными способами, редко используя прыжки и бег (Ward, 1992). Схоже мнение других исследователей о том, что проконсулы являлись вариантом четвероногих миоценовых дриопитеков (Харитонов, 1987; Хрисанфова, 1987), а возможно, даже были полубрахиаторами ((Morbeck, 1975), цит. по: Хрисанфова, 1978; Aiello, 1980). Согласно работе Ландон, проконсулы, скорее всего, выработали адаптацию к

лазанию по деревьям, аналогично среднемиоценовым кенияпитекам, филогенетическое и таксономическое положение которых не достаточно ясно (Хрисанфова, 1987, 1991; Bunney, 1985; Langdon, 1985; Pickford, 1986; Senut, 1988–1989). Возможно, они были генерализованными полудревесными проноградными обезьянами, не достигшими высокого уровня специализации; особенно это касается некрупных форм *Proconsul africanus*, *P. nyanzae* и *P. heseloni* (Simons, 1972; Боруцкая, Васильев, 2004). Однако изучение рельефа прикрепления дельтовидной мышцы у *Proconsul africanus* Нейпиром и Девисом показало, что эта форма была способна к брахиации наподобие шимпанзе (цит. по: Рогинский, Левин, 1978). У самого крупного вида проконсулов – *Proconsul major* выявляется, наряду с древесными признаками, значительная морфологическая адаптация к наземной локомоции ((Fleagle, 1983; McHenry, Corruccini, 1980) цит. по: Решетов, 1986; MacLatchy, 2004).

О локомоторных особенностях афропитека (*Afropithecus*) из Кении судить пока нет возможности из-за отсутствия соответствующего скелетного материала. Был обнаружен ряд сходств и ряд отличий в лицевом черепе афропитека с таковым разных проконсулов и моротопитеков (MacLatchy, 2004). Афропитеки являлись миоценовыми гоминоидными обезьянами, однако не самыми древними: они, по крайней мере, на 2,5–4,5 млн лет моложе моротопитеков и чуть меньше – проконсулов.

Вуд, анализируя морфологию таранных костей *Kenyapithecus wickeri*, выявил большее сходство с четвероногими обезьянами типа павианов и марьяшек, нежели с гоминоидами, что еще раз доказывает неопределенность положения кенияпитеков в генеалогии протогоминид (цит. по: Рогинский, Левин, 1978).

Не сформировалось и общее мнение в вопросе о локомоции дриопитеков. Одни исследователи считают, что эти приматы (в частности, дриопитек фонтанов) были «knuckle-walkers», то есть передвигались по горизонтальной поверхности, опираясь на тыльные стороны согнутых фаланг пальцев кисти (Aiello, 1980). Другие считают их наземными четвероногими обезьянами, имевшими генерализованную церкопитекоидную структуру, без адаптаций к брахиации и бипедии (Харитонов, 1987). Исследование запястья дриопитека африканского выявило сходство с современными ревунами и паукообразными обезьянами. В связи с этим делается вывод, что дриопитеки, скорее всего, были четвероногими формами, способными использовать передние конечности для подвешивания и качания, а также проноградного перемещения по земле с опорой на ладонь (а не на согнутые фаланги, как это делают крупные современные антропоморфы) (Schon, Ziemer, 1973).

Ныне известно большое разнообразие миоценовых дриопитековых приматов (уранопитек, рудаптек и др.), особенно в Европе. Они обнаружены на территории современных Франции, Германии, Испании,

Австрии, Венгрии и др. (Eronen, Rook, 2004). К сожалению, значительное количество форм, относимых к роду *Dryopithecus*, представлено лишь фрагментами скелета (главным образом зубами), что не позволяет предположить их локомоторные особенности.

До недавнего времени считалось, что миоценовые человекообразные обезьяны еще не сформировали морфологических приспособлений к выпрямленному положению тела (Хрисанфова, 1978; Юровская, 1989). А настоящие специализации к бипедии появляются только в позднем миоцене, что наблюдается у ореопитеков. Считается, что ореопитеки были специализированными брахиаторами болотистых лесов, однако весьма массивными и медлительными (Юровская, 1974). Прослеживается их связь с раннемиоценовыми африканскими антропоидами (Хрисанфова, 1991). С одной стороны, позвоночник и скелет задних конечностей несут в себе целый комплекс черт, говорящих о потенциальных возможностях передвигаться по земле на двух ногах. Но примечательны и некоторые другие показатели скелета кисти и стопы. Дело в том, что фаланги кисти и пястные кости очень слабо изогнуты, а первый палец кисти не редуцирован, как в скелете современных брахиаторов. Хотя пропорции конечностей, бесспорно, свидетельствуют о брахиаторной специализации этих обезьян.

Если посмотреть на скелет стопы ореопитека, то можно увидеть черты, совершенно не сочетаемые с возможностью постоянно перемещаться на задних конечностях. Первый палец стопы отставлен в сторону так же, как у обезьян, специализированных к лазанию; он довольно грацилен и не мог бы выполнять опорную функцию при бипедии. О неспособности долгое время находиться в ортоградном положении свидетельствуют и некоторые суставы стопы. Таким образом, мы думаем, что ореопитеки были не более чем факультативно двуногоходящими существами, их бипедия была более чем эпизодической. Раз стопа ореопитеков обладала хватательной способностью, скорее всего, это были брахиаторно-круриаторные и, по соответствующим показателям скелета, очень массивные формы гоминоидов. Ореопитеки не имели для самозащиты большой скорости при движениях, а также больших клыков и были вынуждены укрываться в заболоченных лесах Таскани (Италия), где и вымерли с исчезновением этих болот (Рогинский, Левин, 1978).

Более поздние мио-плиоценовые рамаморфы (сиваморфы) обладали относительно развитым морфологическим комплексом бипедии. Однако данные о локомоции и образе жизни этих гоминоидов не дают оснований для однозначной интерпретации. Поскольку рамаморфные гоминоиды относились к азиатской ветви антропоморфных обезьян, они не могли быть переходными формами между африканскими понгидами и гоминидами. Есть мнение, что современными потомками рама-сиваморфов являются орангутаны (Хрисанфова, 1987).

Относительно недавняя находка гоминоида из Арамиса (Эфиопия) имеет хронологический возраст 4,5 млн лет. Изначально ему было присвоено название *Australopithecus ramidus*. Позднее исследование черепа и других костей изменило его статус и название – преавстралопитековая форма *Ardipithecus ramidus*. Данная находка вызвала большой интерес в плане поиска «недостающего звена», однако, изначально отсутствие останков посткраниального скелета этого гоминоида затрудняло оценку его локомоторных особенностей. Расположение большого затылочного отверстия у рамидуса из Арамиса свидетельствовало о способности использовать бипедию (Wood, 1994, 1995).

Последующие находки большого числа костных останков ардипитеков, сделанные в Аваше в 1992–1997 гг., позволили удревить время существования этого гоминоида: 5,2–5,8 млн лет назад. Зубы ардипитека из Аваша по комплексу признаков сходны с зубами ардипитека из Арамиса, в силу чего делается заключение о принадлежности находок из Аваша роду ардипитеков (Haile-Selassie, 2001). Изучение большого количества костей пост-краниального скелета, которые к тому же при объединении дали почти полный скелет ардипитека, выявило следующее: присутствие целого ряда признаков морфологической адаптации к древесности, особенно к лазанию, причем с активным участием задних конечностей, а также сомнительность опорной функции стопы, что необходимо при двуногом, ортоградном, передвижении. Сочетание в скелете признаков древесности и некоторой адаптации к опорной роли задней конечности позволяет задуматься об ардипитеках как о вероятном переходном звене на этапе разделения эволюционных линий африканских понгид и предков гоминид – австралопитеков (вероятно, именно афарских австралопитеков, а австралопитекам бипедия уже была свойственна).

Находки уникального гоминоида – тугенского оррорина в Кении (2000 г.) заставили о многом задуматься и по-новому осмыслить эволюцию высших миоценовых гоминоидов, включая австралопитеков, до недавнего времени считавшихся первыми двуногоходящими существами. Датировка *Orrorin tugenensis* – около 6 млн лет назад. То есть они появились в Африке еще раньше, чем ардипитеки. Особая ценность находок связана с наличием фрагментов посткраниального скелета, а именно, фрагментов бедренных костей, исследование которых показало, что оррорины не только были способны использовать бипедию, но и активно применяли ее в своем локомоторном репертуаре (Senut et al., 2001; Pickford et al., 2002; Васильев, Боруцкая, 2003). Морфологические признаки адаптации к двуногости у оррорин выражены даже сильнее, чем у афарских австралопитеков. В то же время в скелете передних конечностей имеются четкие черты способности к древесной локомоции, особенно к лазанию. Причем эти признаки у оррорин выражены слабее, чем у ардипитеков рамидусов,

и примерно такие же, как у афарских австралопитеков. Таким образом, оррорины представляют собой некую загадку эволюции.

Или же придется согласиться с тем, что вовсе не афарские австралопитеки, и вообще не австралопитеки были первыми настоящими двуногоходящими гоминоидами, стоящими на магистрали эволюции человека. Или же природа начала свой эксперимент с ортоградностью гоминоидов раньше, чем возник соответствующий этому достижению головной мозг.

Имеется еще одна интересная находка фрагментарного черепа позднемiocенового гоминоида – сахелантропа из Чада (*Sahelanthropus tchadensis*) (датировка – около 7 млн лет назад). Есть мнение, что и он мог часто использовать бипедию. К сожалению, не обнаружены останки посткраниального скелета, и заключение о локомоторных ортоградных потенциалах базируются исключительно на результатах исследования положения большого затылочного отверстия, да и этот момент весьма спорен (Васильев, 2002).

Можно сожалеть об отсутствии костных останков тазовых костей и крестца орроринов, сахелантропов и ардипитеков. Самые ранние находки тазовых костей миоценовых гоминоидов принадлежат уже грацильным австралопитекам.

На данный момент развития антропологии все же господствует мнение, что именно афарские австралопитеки стояли на магистральном пути эволюции гоминид (Хрисанфова, Перевозчиков, 1991). Остальные виды австралопитеков, как грацильных, так и массивных, скорее всего, представляли собой боковые тупиковые ветви эволюции. Кто предшествовал австралопитекам, и кто был последней общей формой предков гоминид и африканских понгид – пока не известно. Но находки таких гоминоидов, как сахелантропы, оррорины и особенно ардипитеки позволяют думать, что решение этой проблемы антропогенеза уже не за горами. Для этого необходимы новые палеонтологические исследования и находки в Африке и тщательное изучение ископаемого скелетного материала миоценовых гоминоидов, базирующееся на знании локомоторных и морфологических характеристик современных приматов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 08-06-00496а.

Литература

1. Боруцкая С.Б., Васильев С.В. Эволюционная морфология скелета моротопитеков. Совокупность проблем // Вестник антропологии. 2004. Вып. 11.
2. Васильев С.В. *Sahelanthropus tchadensis*. Недостающее звено? // Вестник антропологии. 2002. Вып. 8. С. 122–133.
3. Васильев С.В., Боруцкая С.Б. *Orrorin tugenensis*. Проблема происхождения бипедии // Вестник антропологии. 2003. Вып. 10. С. 24–39.
4. Решетов Ю.Г. Природа Земли и происхождение человека. М.: Мысль, 1966. 376 с.

5. Решетов В.Ю. Третичная история высших приматов. Стратиграфия. // Итоги науки и техники. Палеонтология. М., 1986. Т. 13. 148 с.
6. Рогинский Я.Я., Левин М.Г. Антропология. М.: Высшая школа, 1978. 528 с.
7. Харитонов В.М. Лекции по антропогенезу и археологии палеолита. М.: Изд-во МГУ, 1987. 138 с.
8. Хрисанфова Е.Н. Эволюционная морфология скелета человека. М.: Изд-во МГУ, 1978. 216 с.
9. Хрисанфова Е.Н. Древнейшие этапы гоминизации // Итоги науки и техники. Антропология. М., 1987. Т. 2. С. 5–92.
10. Хрисанфова Е.Н., Перевозчиков И.В. Антропология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 320 с.
11. Юровская В.З. Обоснование брахиаторной теории происхождения человека // Вопр. антропологии. М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 47. С. 74–86.
12. Юровская В.З. Эволюция локомоций гоминоидов // Биологическая эволюция и человек. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 155–179.
13. Aiello L.C. Locomotion in the miocene Hominoidea // Aspects of Human Evolution. Symp. London, 1980. P. 63–97.
14. Bunney S. The leafy cradle of mankind // New sci. 1985. Vol. 107, № 1467. 632 p.
15. Eronen J.T., Rook L. The Mio-Pliocene European primate fossil record: dynamics and habitat tracking // Journal of Hum. Evol. 2004. Vol. 47. P. 323–341.
16. Haile-Selassie Y. Late Miocene hominids from the Middle Awash, Ethiopia // Nature. 12 July, 2001. Vol. 412. P. 178–181.
17. Langdon J.H. Fossils and the origin of bipedalism // J. Hum. Evol. 1985. Vol. 14, № 7. P. 615–635.
18. MacLatchy L. The Oldest Ape // Evolutionary anthropology. 2004. Vol. 13, is. 3. P. 90–103.
19. Pickford M. Hominoids from the Miocene of East Africa and the phyletic position of *Kenyapithecus* // Z. Morphol. und Anthropol. 1986. Vol. 76, № 2. P. 117–130.
20. Pickford M., Senut B., Gommery D., Treil J. Bipedalism in *Orrorin tugenensis* revealed by its femora // Human Paleontology and Prehistory. 2002.
21. Schon M.A., Ziemer L.K. Wrist mechanism and locomotor behavior of *Dryopithecus (Proconsul) africanus*. // Folia primatol. 1973. Vol. 20, № 1. P. 1–11.
22. Senut B. Climbing as a crucial preadaptation for human bipedalism. OSSA, 1988–1989. № 14. P. 35–44.
23. Senut B., Pickford M., Gommery D., Mein P., Cheboi K., Coppens Y. First hominid from the Miocene (Lukeino Formation, Kenya) // Paleontology, 2001. Simons E.L. Recent advances in knowledge of the earliest of the Egyptian Oligocene (including the most ancient known presumed ancestors of man) // Pontif. acad. sci. scr. var. 1983. № 50. P. 11–27.
24. Simons E.L. PRIMATE EVOLUTION an introduction to man's place in nature. New York, 1972. 322 p.
25. Ward C.V. Hip joints of *Proconsul nyanzae* and *Proconsul africanus*. /Prepr./ Abstr. Pap. 61st Annu. Meet. Amer. Assoc. Phys. Anthrop., Las Vegas, Nev., 1992, Apr. 1–4 // Amer. J. Phys. Anthrop. 1992. Suppl., № 14. P. 171.
26. Wood B. The problems of our origin. // J. of Hum. Evolut. 1994. Vol. 27, № 6.
27. Wood B. L'australopithecus ramidus est-il notre tout premier ancetre? // Recherche. 1995. Vol. 26, № 272. P. 80–81.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ ЛУГОВСКОЕ

Е.М. Бурканова¹, С.В. Лещинский¹, Е.В. Зиновьев², С.Н. Бабенко¹

¹ Томский государственный университет, г. Томск, Россия

² Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Введение. Местонахождение Луговское расположено в зоне средней тайги, в 25 км западнее г. Ханты-Мансийска (60°57'30» N, 68°32'20» E). Широкую известность оно получило благодаря массовым находкам костей мамонтов, среди которых – уникальный позвонок, пробитый орудием древнего человека [1, 2]. Для детального изучения геологии и палеогеографии описаны разрезы шурфов и 6 скважин, пройденных с отбором керн на глубину от 15 до 21,6 м (рис. 1).

Местонахождение приурочено к древнему оврагу в пределах краевой части левобережной I надпойменной террасы (н.т.) р. Обь. Ископаемые и большая часть культурных остатков залегают в голубовато-, коричневатого-серых песчано-глинистых отложениях (альтитуда ~ 20 м), заполняющих овраг более чем наполовину (рис. 2). Овраг ломаной линейной формы длиной более 500 м, шириной 10–20 м с асимметричным поперечным профилем сформирован в первую половину сартанского криохрона при максимальном снижении уровня Мирового океана. Максимальная глубина эрозионного вреза, по данным бурения, более 11 м. Причина захоронения костей в овраге – регулярное посещение крупными млекопитающими гидроморфного зверового солонца, образовавшегося в результате вскрытия и размыва каргинских голубовато-серых глин и алевроитов. Корреляция разрезов и ¹⁴C-датирование указывают на формирование костеносных отложений в интервале ~ 17 000–9 500 л.н. [3, 4].

Методика работ и фактический материал. Описание разрезов проводилось классически; из разрезов шурфов и скважин отобрано (через 0,1–0,4 м) и комплексно исследовано 235 образцов пород. Дополнительно, с энтомологической целью исследован образец из донных отложений, заполняющих овраг (глубина ~ 0,5 м). Подробная реконструкция окружающей среды, выполненная для каргинского, второй половины сартанского и голоценового времени, основана на результатах палинологического, карпологического и энтомологического анализов с учетом данных по микрофауне.

Результаты флористического анализа. Специфика овражной седиментации определяет высокий процент переотложения остатков крупных млекопитающих, микрофауны, карпоидов, спор и пыльцы [4], а также грызунов [5]. Так, в костеносных отложениях (возможная мощность до 6 м) содержание пыльцы миоцен-плиоценового возраста достигает 50% от спор и пыльцы, захороненных *in situ*. Наиболее типичными

являются мегаспоры *Azolla* spp. и *Salvinia* sp., пыльца Taxodiaceae, *Glyptostrobus* sp., *Tsuga* sp., Pinaceae, *Liquidambar* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., Juglandaceae, *Nyssa* sp., *Palmae* sp. и др. Состав и содержание спор и пыльцы, синхронных осадконакоплению, позволяют выделить две главные фазы развития ландшафтов во второй половине сартанского похолодания – начале голоцена. Важно отметить, что неотъемлемой частью всех растительных сообществ являлись водно-болотные травы (Potamogetonaceae, Ranunculaceae, Menyanthaceae, Cyperaceae и др.). Особенным разнообразием отличались роды: *Carex*, *Scirpus*, *Ranunculus*.

Во время накопления нижней и средней частей костеносных отложений, в основном, были развиты разреженные мелколиственно-хвойные растительные ассоциации (доминант *Pinus* sect. *Diploxylon*, примесь *Betula* sect. *Albae* Rgl., *Pinus* sect. *Harloxylon*, *Picea* sp.). Значительные площади занимали лугово-степные, суходольные и, вероятно, эрозионные участки. Выделяются три интервала, во время которых существовали практически безлесные пространства. При формировании верхней части (1–1,5 м) костеносных отложений получили широкое развитие таежные мелколиственно-хвойные леса (доминант *Pinus* sect. *Diploxylon*, большое участие *Betula* sect. *Albae* Rgl., примесь *Pinus* sect. *Harloxylon*, *Picea* sp., *Abies* sp., *Larix* sp.). Роль лугово-степных ассоциаций, суходольных и эрозионных участков резко снизилась. Вблизи плейстоцен-голоценовой границы состав дендрофлоры изменился. Мелколиственно-хвойные леса сменились березовыми (доминант *Betula* sect. *Albae* Rgl.) с примесью хвойных пород. Самая кровля костеносных отложений (начало голоцена) соответствует обратной смене ландшафтов – вновь доминировали таежные мелколиственно-хвойные леса.

Отложениям голоцена, слабо развитым в пределах I и II н.т., но широко представленным в пойме Оби, предварительно соответствуют три фазы развития лесной растительности. Первая – распространение мелколиственно-хвойных лесов с преобладанием *Pinus* sect. *Diploxylon* и участием *Pinus* sect. *Harloxylon*, *Picea* sp., *Abies* sp., *Betula* sect. *Albae* Rgl. Заметную роль в ландшафте играли суходольные и эрозионные участки. Вторая – развитие березовых лесов (в палиноспектрах до 90% пыльцы деревьев принадлежит *Betula* sect. *Albae* Rgl.). Причем резко сокращаются суходольные и эрозионные участки, возрастает роль водно-болотных трав. Высокое содержание спор *Sphagnum* sp. свидетельствует о



Рис. 1. Карта-схема участка местонахождения Луговское

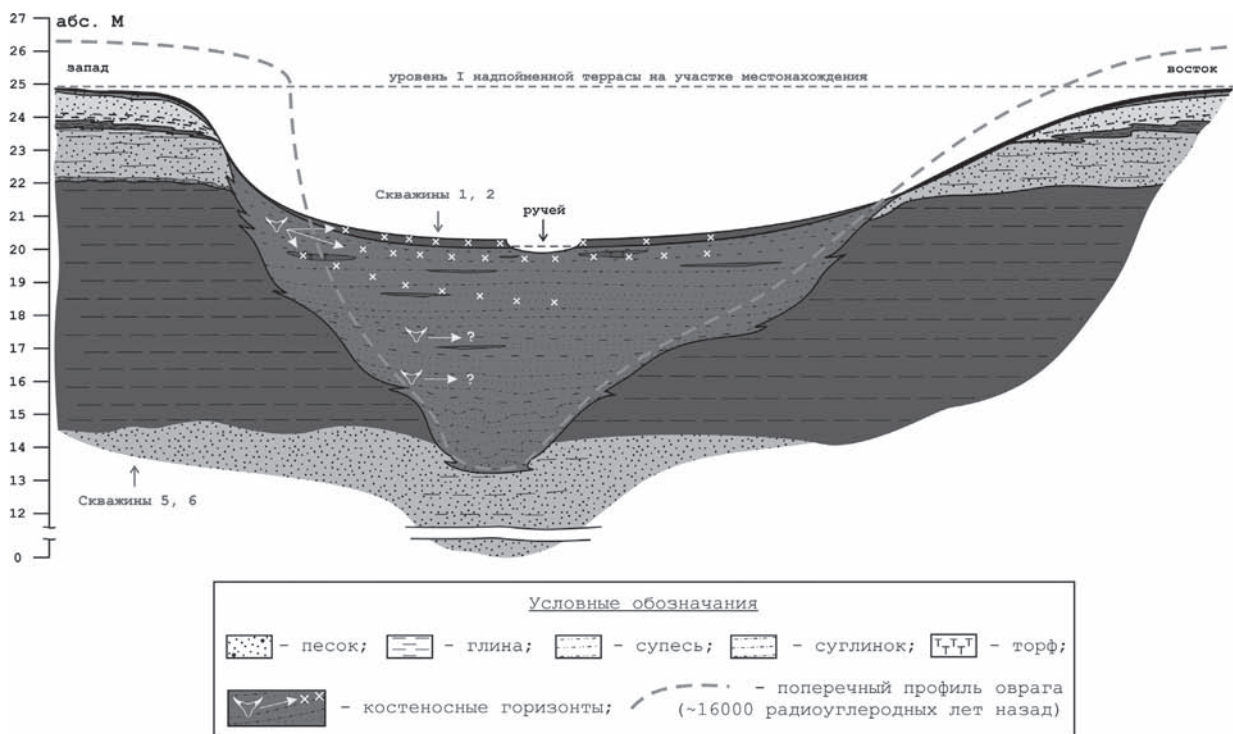


Рис. 2. Схема строения четвертичных отложений в крест линии скважин 1-2

широком развитии верховых сфагновых болот. Для третьей фазы характерно примерно равное участие в древостое *Pinus sect. Diploxylon* и *Betula sect. Albae Rgl.* при неизменно высоком участии водно-болотных трав и *Sphagnum sp.*

Для первой половины сартанского времени характерно резкое преобладание процессов эрозии над аккумуляцией, поэтому данные отложения имеют малую мощность и распространены, в основном, в пределах I надпойменной террасы. Палеонтоло-

гические и литологические данные указывают на периодические и быстрые смены географических и геодинамических условий. Низкое содержание микрофитофоссилий не позволяет дать четкую палеогеографическую реконструкцию. Можно сказать, что климат был суровее современного и преобладали открытые, возможно, заболоченные ландшафты.

Стратиграфически ниже залегают отложения II надпойменной террасы – голубовато-серые глины и алевролиты с небольшими линзами песка, торфа и растительного детрита мощностью более 13 м. Геологическая ситуация указывает на отсутствие существенного перерыва в седиментации и предполагает формирование этих осадков во время каргинского термохрона в условиях обширного водоема. Для отложений также характерна высокая доля пыльцы миоцен-плиоценового возраста. Палеофлористические исследования позволяют выделить две фазы развития ландшафтов. Первая (~ нижние 5 м) характеризуется сложным развитием лесных сообществ – березовые леса постепенно сменяются хвойными, с высокой долей участия *Picea* sp. и примесью *Betula* sect. *Albae* Rgl. Во вторую происходит значительное сокращение древесной растительности, хотя состав деревьев, трав и споровых растений существенно не меняется. Приблизительно в середине второго этапа отмечается минимум содержания пыльцы деревьев (15–20% от состава спорово-пыльцевых спектров). Для всего периода формирования каргинских отложений характерно постоянное присутствие околводных и водно-болотных трав. В комплексах ископаемых плодов и семян эти виды составляют более 90% растительных ассоциаций (доминирующая группа – *Syringaceae*).

Древнейшими образованиями, вскрытыми скважинами в районе Луговского (на глубинах от 6 до 15 м), являются горизонтально залегающие разнородные пески мощностью более 12 м, характеризующиеся таежным флористическим комплексом. Возраст данных отложений, вероятно, превышает 100 тысяч лет.

Результаты энтомологического анализа. Материал по субфоссильным насекомым местонахождения Луговское, впервые выявленный в донных отложениях на глубине ~ 0,5 м, в целом опубликован [6]. Первичный анализ предполагал, что все найденные хитиновые фрагменты (от 95 особей) синхронны, несмотря на то, что отмечались виды, ареалы которых в настоящее время не перекрываются. Так, энтомокомплекс был сопоставлен с ¹⁴C-датой 9 685±95 лет назад, полученной ранее по торфу с глубины ~ 0,5 м, но в 100 м ниже по течению.

В данной работе идея автохтонности пересмотрена в соответствии с результатами комплексных исследований, ясно указывающих на переотложение значительной части палеонтологического материала. Таким образом, остатки насекомых, обнаруженные, по-видимому, в отложениях раннего голоцена, пред-

ставляют собой тафоценоз разновозрастных ассоциаций с характерными экологическими чертами. Таким образом, полученный ранее список жесткокрылых условно разделен на три группы: каргинско-сарганскую (25,3%), каргинско-голоценовую (66,3%) и голоценовую (8,4%).

К первой отнесены жуки, в настоящее время не встречающиеся на исследуемой территории – семейство *Carabidae*: *Carabus odoratus* F.-W. (1 особь), *Diacheila polita* (Pk.) (4), *Bembidion* cf. *grapei* Gyll. (3), *Elaphrus splendidus* (F.-W.) (1), *Poecilus ravus* (Lutchn.) (1), *Stereocerus haematopus* (Dej.) (1), *Pterostichus* cf. *pinguedineus* Esch. (4), *P. sublaevis* J.Sahlb. (1), *Amara alpina* Pk. (1); *Staphylinidae*: *Tachinus* cf. *arcticus* Maekl. (2); *Byrrhidae*: *Morychus* cf. *viridis* Kuzm. et Kor. (4); *Brentidae*: *Hemitrichapion* cf. *tschernovi* (Ter-Min.) (1). Представители этой группы населяют нижеследующие природные зоны:

1. Арктические виды – *P. sublaevis*, *A. alpina* и *T. cf. arcticus* – в Западной Сибири приурочены к тундрам (как южным, так и арктическим).

2. Арктобореальные виды – *D. polita*, *C. odoratus*, *B. cf. grapei*, *S. haematopus*, *P. cf. pinguedineus* и *H. cf. tschernovi*, – широко представленные в позднеплейстоценовых отложениях региона, обычны в современных тундрах, лесотундрах и на севере таежной зоны Западной Сибири. Пиллюльщик *Morychus viridis* – важный компонент позднеплейстоценовых фаун региона – в настоящее время найден лишь в тундрах и лесотундрах Восточной Сибири [7, 8].

3. Степной вид – жужелица *P. ravus*, имеющий современное дауро-монгольское распространение [9].

4. Жужелица *E. splendidus*, приуроченная к околводным сообществам и болотам Восточной Сибири [9].

Таким образом, в районе Луговского в каргинско-сарганское время существовали условия северной тайги, лесотундры, тундры и степи. Степная жужелица *P. ravus*, отмеченная в то же время в долинах Туры, Тавды и Уфы [10], могла населять и открытые сухие участки южных склонов. Косвенно на развитие открытых ландшафтов может указывать отсутствие жуков, непосредственно связанных с древесной растительностью.

Вторая группа – виды, обитающие на данной территории с конца плейстоцена поныне, – *Carabidae*: *Pelophila borealis* (Pk.) (1), *Notiophilus* sp. (1), *Blethisa* sp. (1), *Elaphrus angusticollis* R.F. Sahlb. (1), *Dyschiriodes* cf. *globosus* Hbst. (1), *Clivina fossor* (L.) (1), *Bembidion* (*Eupetodromus*) sp. (3), *Bembidion* sp. (2), *Patrobus septentrionis* Dej. (1), *Pterostichus mannerheimi* (Dej.) (1), *Amara torrida* Pz. (2); *Dytiscidae*: *Agabus* (*Gaurodytes*) spp. (5); *Gyrinidae*: *Gyrinus* sp. (1); *Hydrophilidae*: *Helophorus* sp. (1), *Hydrobius fuscipes* (L.) (2); *Silphidae*: *Aclypaea opaca* (L.) (1); *Staphylinidae*: *Olophrum* sp. (3), *Omaliniinae* indet. (2), *Ocyopus* sp. (1), *Lotridon* sp. (1), *Oxythelinae* indet. (2); *Scarabaeidae*: *Aphodius* cf. *brevis* Er. (1), *Aphodius* sp. (1); *Dermestidae*: *Dermestes* sp. (1); *Curculionidae*: *Sitona* sp. (2),

Phyllobius sp. (1), *Dorytomus* sp. (1), *Lepyrus arcticus* Pk. (1), *Hypera* sp. (2), *Rhynchaenus* sp. (1); Вурриды: *Simplocaria* sp. (1); Heteroceridae: *Heterocerus* sp. (1); Chrysomelidae: *Gonioctena* sp. (1), *Chrysolina* sp. (1), *Chrysomela* sp. (1); Eriirhinidae: *Notaris aethiops* F. (1), *Tournotaris bimaculatus* (F.) (7), *Grypus equiseti* (F.) (2); Brentidae: *Apion* sp. (3). Каргинско-голоценовая группа по числу таксонов оказалась самой большой, причем *P. borealis* – один из наиболее массовых видов современных энтомофаун Среднего Приобья [6, 11]. Навознички (*Aphodius*), связанные с пометом крупных млекопитающих, вероятно, обитали как в каргинско-сартанское время, так и в голоцене.

Третья группа – жуки, ареалы которых в настоящее время находятся в пределах изучаемой территории, но в конце плейстоцена они ее, вероятно, не населяли – Carabidae: *Lorocera pilicornis* (F.) (1), *Agonum dolens* (C.R.Sahlb.) (1); Rhynchitidae: *Temnocerus* sp. (3); Curculionidae: *Strophosoma capitatum* (Deg.) (1); Brentidae: *Betulapion simile simile* (Kirby) (2). Эти виды (в настоящее время один из наиболее массовых – *A. dolens*) связаны с интразональными биотопами, встречаясь, в основном, в поймах рек.

Каргинско-голоценовая и голоценовая группы, по всей видимости, отражают состав фауны, близкой современной. Важно отметить, что при смешанном тафоценозе степень сохранности остатков каргинско-сартанских насекомых не имеет существенных отличий от голоценовых, что говорит о переотложении материала в весьма спокойных условиях, практически исключавших механическое повреждение хитина.

Кроме описанного энтомокомплекса редкие остатки насекомых и паукообразных обнаружены в керне скважин. Так, в каргинских отложениях найдены: Dytiscidae indet. (1), *Aphodius* cf. *distinctus* Müll. (1), *Aphodius* sp. (1), *Cryptophagus* sp. (1), Curculionidae indet. (1), Trichoptera indet. (1); вблизи каргинско-сартанской границы – Acariformes (1); в голоценовых осадках поймы – *Pterostichus (Cryobius)* sp. (2), *Pterostichus brevicornis* Kby vel. *diligens* Sturm (1) и *Sitona* sp. (1). По такому малому количеству фрагментов крайне сложно делать какие-либо реконструкции. Жужелицы подрода *Cryobius* рода *Pterostichus*, хотя массово встречаются в современных тундрах, выходят локально в северотаежные леса [11]. Навознички рода *Aphodius*, как сказано выше, связаны с пометом млекопитающих. Что касается остальных жуков (долгоносики рода *Sitona*, представители семейств Dytiscidae, Sturpophagidae), то с большей степенью вероятности они встречаются на изучаемой территории в настоящее время.

Исследования финансируются грантом РФФИ (09-04-00663) и Музеем «Природы и Человека» (г. Ханты-Мансийск). Авторы признательны сотрудникам указанного музея за всемерную помощь в организации и проведении исследований.

Литература

1. Leshchinskiy S.V. Lugovskoe: environment, taphonomy, and origin of a paleofaunal site // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2006. № 1 (25). P. 33–40.
2. Zenin V.N., Leshchinskiy S.V., Zolotarev K.V., Grootes P.M., and Nadeau M.-J. Lugovskoe: geoarchaeology and culture of a Paleolithic site // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2006. № 1 (25). P. 41–53.
3. Orlova L.A., Zenin V.N., Stuart A.J., Higham T.F.G. et al. Lugovskoe, Western Siberia: a possible extra-Arctic mammoth refugium at the end of the Late Glacial // *Radiocarbon*. 2004. № 1 (46). P. 363–368.
4. Leshchinskiy S.V. Maschenko E.N., Ponomareva E.A. et al. Multidisciplinary paleontological and stratigraphic studies at Lugovskoe (2002–2004) // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2006. № 1 (25). P. 54–69.
5. Бородин А.В., 2010 (устное сообщение).
6. Зиновьев Е.В. Первые данные по фауне насекомых позднечетвертичного местонахождения Луговское (Среднее Приобье) // Фауны и флоры Северной Евразии в позднем кайнозое. Екатеринбург; Челябинск: ЦИКР «Рифей», 2008. С. 199–211.
7. Кузьмина С.А., Коротяев Б.А. Новый вид жуков-пилюльщиков рода *Morychus* Er. (Coleoptera, Carabidae) с Северо-Востока СССР // *Энтомологическое обозрение*. 1987. № 2 (66). С. 342–344.
8. Берман Д.И. Современные местонахождения жука-пилюльщика *Morychus viridis* (Coleoptera, Вурриды) и реконструкция природной среды плейстоцена // Доклады Академии наук СССР. 1990. № 4 (310). С. 1021–1023.
9. Kryzhanovskij O.L., Belousov I.A., Kabak I.I., Kataev B.M., Makarov K.V., Shilenkov V.G. A Checklist of the ground-beetles of Russia and Adjacent Lands (Insecta, Coleoptera, Carabidae). Sofia; Moscow: Pensoft publishers, 1995. P. 1–271.
10. Zinovyev E.V. A history of ground-beetle faunas of West Siberia and the Urals during the Late Pleistocene to Holocene // Back to the roots and back to the future. Towards a new synthesis amongst taxonomic, ecological and biogeographical approaches in carabidology. Proceedings of the XIII European Carabidologists Meeting. Blagoevgrad, August 20–24, 2007. Sofia; Moscow: Pensoft Publishers, 2008. P. 241–254.
11. Зиновьев Е.В. Локальные фауны жужелиц (Coleoptera: Tachypachidae, Carabidae) Среднего Приобья и прилегающих территорий // Биологические ресурсы и природопользование. Сургут: Дефис, 2007. Вып. 10. С. 134–148.

КРАНИОЛОГИЧЕСКИЙ ПОЛИМОРФИЗМ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ *HOMO SAPIENS* В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ НЕАНДЕРТАЛОИДНО-САПИЕНТНОЙ МЕТИСАЦИИ

С.В. Васильев

Институт этнологии и антропологии РАН, г. Москва, Россия

Долгое время происхождение человека разумного связывали с верхнепалеолитической эпохой. Действительно где-то в районе 40 тыс. лет тому назад первые представители *Homo sapiens* появляются и в Европе (Младеч V), и вероятно, немногим раньше в Азии (Вадыак, Лиуцзиян). Однако палеоантропологические исследования последних двадцати лет показали нам большую древность человека современного типа, которая выходит за рамки верхнего палеолита. Ряд находок, происходящих из Африки (Элие Спрингс, Бордер Кейв, Летоли 18, Омо, раскопки Мумбва и т.д.), как осторожно пишут исследователи, «человека, анатомически сходного с современным» удрешили до 150–200 тыс. лет. Таким образом, *Homo sapiens* оказался древнее неандертальцев, что исключает возможность участия последних в эволюции сапиентных форм как прямых предков. Так кто же был прародителем современного человека? Сколько было центров его происхождения? На сегодняшний день эти вопросы решаются большинством ученых-антропологов однозначно. Безусловно, именно африканский континент мог быть прародиной современного человека, а предками его, скорее всего, были эректоидные формы типа *Homo heidelbergensis*, которые населяли довольно обширные территории Африки 1 млн – 200 тыс. лет тому назад [5].

Наиболее древней сапиентной находкой за пределами Африки являются образцы Кафзех 6 и 9, обнаруженные на территории Палестины. По разным источникам эти находки датируются от 92 до 115 тыс. лет. Более того, географическое положение этого местонахождения указывает нам на возможный восточный путь миграции *Homo sapiens* с африканского континента. Так или иначе, но где-то около 100 тыс. лет тому назад человек современного типа начал заселять земной шар. Как мы уже знаем, в пределах 40 тыс. лет тому назад человек разумный появился в Европе и чуть ранее в Азии. Судя по костным остаткам, на австралийский континент человек попал около 30 тыс. лет до наших дней. Американский континент, скорее всего, заселялся с севера на юг, и первые люди туда попали по сухопутному перешейку, соединявшему Чукотский полуостров с Аляской, 25–20 тыс. лет назад. Последней была освоена Южная Америка, о путях заселения которой до сих пор идут споры. Таким образом, мы можем констатировать, что к концу верхнего палеолита (12–10 тыс. лет назад) человек разумный заселил все экологически доступные места на земном шаре.

Следовательно, рассуждая о позднепалеолитических людях, мы говорим не столько о времени их происхождения, сколько о времени их расселения.

На сегодняшний день известно большое число (более ста) местонахождений периода верхнего палеолита, в которых обнаружены костные остатки человека современного типа. Практически все в позднепалеолитические останки имеют ряд морфологических отличий от предшествующих форм и описываются как разновидности сапиентного типа. Диаметры их мозговой коробки близки к средним величинам современных долихокранных черепов; высота черепного свода больше, чем на черепах дольюрмского времени; височная чешуя имеет большой вертикальный размер, соответствуя уровню прохождения первой височной борозды мозга; надбровье – I–II типа, инион расположен низко; контур челюстно-скуловой дуги вогнутый; на передней стенке верхней челюсти имеется клыковая ямка; в симфизе нижней челюсти выделяется подбородочный треугольник [4]. На отдельных черепах верхнего палеолита сапиентный комплекс признаков выражен не полностью, ряд черепов характеризуются сохранением некоторых примитивных особенностей.

Как было указано выше, в настоящее время известны сотни стоянок верхнего палеолита, в том числе несколько десятков стоянок, содержащих скелетные останки ископаемых людей современного типа. Наибольшее число черепов собрано на территории Франции и бывшей Чехословакии. В России верхнепалеолитические черепа обнаружены в двух районах европейской части страны: в Воронежской области (Костёнки) и во Владимирской области (Сунгирь).

Еще в 1927 г. Г. Морант, сопоставив все измерения, пришел к выводу, что все найденные в Европе верхнепалеолитические черепа составляют одну серию, не более изменчивую, чем многие современные [10]. Однако, учтя изменчивость отдельных признаков, Г. Морант не учел вариаций их сочетаний. Именно изучая эти комплексы краниологических признаков, ряд исследователей выделяют среди сапиенсов верхнего палеолита ряд морфологических вариантов, иногда называя их палеорасами [2, 11]. Так, например, Заллер выделял четыре палеорасы: гримальдийскую, кроманьонскую, шансельядскую и брюннскую; а В.В. Бунак находил возможным выделять семь различных морфологических вариантов: гримальдийский, комбкапелльский, кроманьонский, солютрейский, оберкассельский, шансельядский и пржедмостский. Вот как описывает В.В. Бунак всем

известный кроманьонский вариант верхнепалеолитического человека: удлинённая, широкая и низкая мозговая коробка пятиугольной формы, с выступающими лобными, теменными и затылочными буграми, с невыраженным рельефом надбровья, лицо широкое, средневысокое, с малым лицевым указателем, слегка прогнатное, носовое отверстие высокое и узкое, носовые кости образуют значительный угол с лицевой линией. Однако, выделяя морфологические варианты в верхнем палеолите, В.В. Бунак (1984) все же исходил из так называемой концепции «краниологического полиморфизма», согласно которой: 1) верхнепалеолитические черепа отличаются от современных наличием некоторых специфических особенностей и потому выделяются в особую группу ископаемых неантропов; 2) краниологические типы верхнего палеолита наряду с признаками, входящими в комплекс особенностей одной группы, включают признаки, не свойственные данной антропологической группе, а характерные для других групп; 3) краниологические типы, вполне соответствующие вариантам последующих эпох, в верхнем палеолите не установлены; 4) приуроченность определенного комплекса особенностей к определенной ограниченной территории в верхнем палеолите отсутствует.

Исходя из вышеизложенных типологизаций российские находки классифицируются следующим образом: Костёнки 14 (Маркина Гора) – гримальдийский тип, Костёнки 2 (Аносов Лог) – кроманьонский тип, Костёнки 15 (Городцовское) и Костёнки 18 (Покровский Лог) – брно-пшедмостский тип, Сунгирь 1 В.В. Бунаком определен как «Человек разумный ископаемый верхнеплейстоценовый восточноевропейский из Сунгира» [3, 6].

Несмотря на столь хорошо разработанные типологизации верхнепалеолитических морфологических вариантов, в 1983 г. немецкий антрополог В. Хенке провел интересное исследование по классификации верхнепалеолитических и мезолитических черепов, происходящих из Европы, используя метод главных компонент [9]. Проведенный анализ подтвердил прежние представления о характере дифференциации краниологических типов данного региона и данного периода времени в том смысле, что широкие и низкие черепа типа Кро-Маньон I заняли противоположный полюс по отношению к узким и высоким черепам типа Комб-Капелль. Однако выделение крайних вариантов не позволило построить настоящую классификацию, поскольку совокупность в целом выглядела аморфной и не обнаруживала тенденции к образованию отдельных комплексов. Автору исследования не удалось даже дифференцировать верхнепалеолитические черепа от мезолитических. Как полагает А.А. Зубов (1995), мы застаем в данную эпоху в Европе картину морфологической пестроты, в основе которой лежат широкомащтабные процессы метисации при достаточно большой для того времени плотности населения в регионе.

Таким образом, при классификации типов верхнего палеолита выделение вариантов может основываться

только на морфологическом сходстве или различии, но когда проводится сопоставление этих вариантов с современными расами сразу же встает вопрос: могут ли краниологические варианты верхнего палеолита рассматриваться как древние формы трех современных больших рас? По мнению В.В. Бунака, верхнепалеолитическое население представляет собой «смесь разновидностей одного полиморфного подвида, еще не распавшегося на отдельные определенные расы» [1]. Он считал, что у ископаемых неантропов еще не образовались характерные для современных рас устойчивые сочетания признаков, которые складываются в более позднее мезо-неолитическое время. Однако есть и другая точка зрения, высказанная Г.Ф. Дебецем. Он ввел понятие «протоевропейского антропологического типа», в который включил все сходные с кроманьонскими скелетами из Лез-Эйзи и Ментонских гротов костные останки верхнего палеолита. Причем термин «протоевропейский» подчеркивает генетическое родство этого типа с современными расами европеоидного ствола [7].

Японский генетик Н. Масатоси считает, что человек разумный впервые разделился на две микроэволюционные ветви примерно 100 тыс. лет назад, причем одна ветвь была представлена протонегроидами, а другая – недифференцированным европеоидно-монголоидным стволом, разделившимся, по данным этого автора, значительно позже, около 60 тыс. лет назад. Одновременно японский исследователь констатирует большую генетическую близость субрасовых таксонов как внутри европеоидной расы, так и в пределах монголоидной [9].

На сегодняшний день становится очевидным, что формирование современных краниологических расовых комплексов шло по-разному и неодинаковыми темпами в каждом регионе. В зоне контакта двух очагов расогенеза – восточного и западного, выделение расогенетических линий с непрерывной преемственностью задерживалось и блокировалось активными метисационными процессами. В Африке, Юго-Восточной Азии и Австралии такие линии сформировались раньше и не подвергались резким разрушающим генетическим влияниям. Более поздние северные (протоевропеоидный и протомонголоидный) очаги расообразования активно взаимодействовали друг с другом, и отчасти даже с древними южными центрами [9].

И все же была ли метисация между современным человеком и неандертальцем? Все-таки, учитывая биологические закономерности, мы можем сказать, что межвидовая метисация если и возможна, то вряд ли она оставила бы после себя популяцию метисов. Такие межвидовые взаимоотношения, как правило, приводят к нежизнеспособному или бесплодному потомству. Так кого же мы находим по всему средиземноморскому побережью в мустьерскую эпоху? Это находки (Ортю, Лагар Вельо, Охос, Шубайлук, Велика Печина, Виндия, Ханеферзанд и т.д.), в которых ряд авторов отмечают и сапиентные, и неандер-

талоидные характеристики. Чаще всего, эти находки располагаются в зонах постоянных миграций.

Вероятней всего, разновекторность миграционных процессов не позволяла в этом регионе формироваться аллопатрическим путем новым видам человека. Поэтому *Homo heidelbergensis*, имея в своей морфологии некоторые сапиентные и/или неандерталоидные характеристики, в Средиземноморье формировали различные метисные варианты, максимально стабилизирующиеся только на подвидовом уровне.

В связи с этим можно только добавить, что неандертальцы как вид и внутривидовые метисы гейдельбергского человека, скорее всего, не выдержали конкуренции как физической, так и экономической с качественно новыми пришельцами из Африки – *Homo sapiens*.

Таким образом, мы придерживаемся на сегодняшний день первой модели распространения человека современного типа, согласно которой происходило замещение неандертальских популяций при расселении по Европе [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта фундаментальных исследований президиума РАН «Историко-культурное наследие и духовные ценности России».

Литература

1. Бунак В.В. Человеческие расы и пути их образования // Советская этнография. 1956. № 1.
2. Бунак В.В. Череп человека и стадии его формирования у ископаемых людей и современных рас. М., 1959.
3. Бунак В.В., Герасимова М.М. Верхнепалеолитический череп Сунгирь 1 и его место в ряду других верхнепалеолитических черепов // Сунгирь. Антропологическое исследование. М.: Наука, 1984. С. 14–99.
4. Бунак В.В. Род *Homo*, его возникновение и последующая эволюция. М.: Наука, 1980.
5. Васильев С.В. Дифференциация плейстоценовых гомирид. М., 1999.
6. Герасимова М.М. Верхнепалеолитический череп Сунгирь 1 и его место в ряду других верхнепалеолитических черепов // *Homo sungirensis*. Верхнепалеолитический человек: экологические и эволюционные аспекты исследования. М.: Научный Мир, 2000.
7. Дебец Г.Ф. Брюн-Пшедмост, Кро-Маньон и современные расы Европы // Антропологический журнал. 1936. № 3.
8. Деревянко А.П. Проблема обитания неандертальцев в Центральной Азии и Сибири. Новосибирск, 2007. 72 с.
9. Зубов А.А. Проблемы внутригрупповой систематики рода *Homo* в связи с современными представлениями о биологической дифференциации человечества // Современная антропология и генетика и проблема рас у человека. М., 1995.
10. Morant G.M. A biometric study of neanderthaloid skulls and their relationships to modern racial types // *Biometrika*. 1927. № 2.
11. Saller K. Die Cromagnonrasse und ihre Stellung zu anderen jungpalaolithischen Langschadelrassen // *Z. Indukt. Abstammung und Vererbungslehre*. 1925. Bd. 39, № 2.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНЕЭСКИМОССКОГО ПАМЯТНИКА ВАНКАРЕМ III (ЧУКОТСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

Т.А. Горбунова

Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, г. Омск, Россия

Название нашей секции – «Органический мир плейстоцена, эволюция экосистем и древний человек». Человек! В то же время археологические источники очень мало говорят о собственно человеке. Мы имеем дело с остатками материальной культуры и вполне обоснованно опасаемся выходить за рамки описания артефактов, их классификации, установления аналогий. Особенно это характерно для исследователей палеолита. Слишком зыбкая почва для обоснованных рассуждений о человеке этого времени. Попытки привлечь этнографические данные для интерпретации археологических материалов часто не выдерживают научной критики, поскольку методологическая часть этих исследований разработана слабо.

Северо-Восточная Азия – регион уникальный в этом отношении. Специфические природно-климатические условия, преемственность культурных традиций от древности до современности,

богатейший археологический и этнографический материал представляют собой великолепную базу для разработки археолого-этнографического подхода и методов интерпретации археологического материала с привлечением данных этнографии. Более того, исследование памятников древних зверобоев Арктики заставляет по-иному взглянуть на уже устоявшиеся в науке представления и спросить себя: «А было ли так на самом деле? И могло ли быть иначе?».

В данной работе мы представляем предварительные результаты изучения древнеэскимосского памятника Ванкарем III (Иульгинский район Чукотского автономного округа) и акцентируем внимание на некоторых вопросах, которые возникли в ходе исследования.

В 2006–2008 гг. при участии (2006) и под руководством (2007–2008) автора данной статьи по инициативе и финансовой поддержке Департамента культуры, молодежи, спорта, туризма и информаци-

онной политики Чукотского автономного округа проводились археологические изыскания на памятнике древнеберингоморской культуры Ванкарем III (середина I тыс. н.э.). Объект расположен в центральной части Чукотского полуострова, на южном побережье выступающего на северо-запад в море скалистого мыса Ванкарем. Административно эта территория входит в состав Иультинского района Чукотского автономного округа. Координаты в системе WGS-84: 67°50' северной широты, 175°49' восточной долготы. Координаты эти получены инженером-геологом Владимиром Тимофеевичем Переладовым в 2005 г. с помощью одночастотного GPS-навигатора фирмы Garmin.

Исследуемый район представлен слаборасчлененным рельефом морского и криогенного происхождения, осложненного эрозионно-денудационными, гравитационными, эоловыми процессами и процессами физического и биологического выветривания.

Общая раскопанная площадь к 2010 г. составляет 60 м². При исследовании памятника применялась методика раскопок условными уровнями в пределах литологических подразделений и приемы индивидуальной фиксации находок в системе декартовых координат.

Разрез, суммирующий исследования, включает следующие отложения (сверху вниз).

Слой 1. Почва, коричневая до черного, с тонкими слойками песка желтого цвета (до пяти слойков, два из которых мощнее, чем остальные – до 0,7 см). Более мощные слойки разделяют толщу слоя 1 на две практически одинаковые части и повторяют рельеф современной поверхности. Структура мелкокомковатая. Текстура – горизонтально-слоистая. Граница четкая. Включает корни и остатки растений, артефакты. Мощность от 10 до 45 см. Многочисленные мерзлотные трещины и поноры.

Подразделяется на три горизонта – 1.1, 1.2, 1.3, которые отличаются друг от друга оттенком цвета осадка.

Слой 2.1. Культурный. Сложен темно-коричневыми дерновыми «кирпичами», с тонкими линзами пережженной мелкой кости мощностью до 2 см. Текстура горизонтально-слоистая. Выклинивается в направлении с юга на север. Границы четкие. Включает гальку, щебень, а также артефакты, кости животных, щепки и т.д. Мощность – от 5 до 80 см.

Слой 2.2. Культурный. Сложен рыжими дерновыми «кирпичами», которые переслаиваются линзами песка желтого цвета. Текстура горизонтально-слоистая. Границы четкие. Включает гальку, щебень, а также артефакты, кости животных, щепки и т.д. Мощность до 40 см.

Слой 2.3. Культурный. Сложен мелкими дерновыми «кирпичами», значительный процент песка. Структура рассыпчатая, текстура горизонтально-слоистая. Включает гальку, щебень, а также артефакты, кости животных, щепки и т.д. Мощность до 40 см.

Слой 3.1. Супесь розоватая, лессовидная. Структура пылеватая. Текстура неясная. Граница слоя

неясная, определена по изменению цвета осадка. Напоминает отсортированный материал понор. Зафиксирован в восточной части раскопа. Пронизан корнями растений. Видимая мощность до 20 см.

Слой 3.2. Супесь легкая, желтая. У самой кровли, в местах простираения слоя 2, имеет грязно-серый цвет с вкраплениями фрагментов дерновых кирпичей. Отмечен в юго-западной, западной и северо-западной частях раскопа. Структура рассыпчатая, текстура горизонтально-слоистая, нарушена техногенными изменениями. Границы четкие. Культурных остатков не содержит. Мощность от 1 до 50 см.

Слой 3.3. Супесь от рыжего до темно-коричневого цвета (темно-рыжий около глыб) с включением линз тяжелой супеси темно-коричневой и черной с включением мелкого щебня, суглинка серого с включением мелкого галечного материала (также около глыб). Зафиксирован в северо-восточной части раскопа. Структура от рассыпчатой до плотной. Текстура горизонтально-слоистая. Границы нечеткие. Определен по цвету и структуре осадка. Культурных включений не содержит. Видимая мощность от 10 до 30 см.

Слой 4. Суглинок розовато-коричневый. Структура мелкокомковатая, текстура горизонтально-слоистая. Границы нечеткие. Отмечен только по южной стенке. Культурных включений не содержит. Мощность до 10 см.

Слой 5. Погребенная почва, темно-коричневая до черного, с тонкими слойками желтого песка (до трех). Влажная. Структура мелкокомковатая, текстура горизонтально-слоистая. Залегает с перерывами. Хорошо заметны следы древнего морозобойного растрескивания и трещины усыхания, особенно над глыбами гранита. Границы четкие. Включает остатки корней растений, возможно артефакты. Видимая мощность до 25 см.

Слой 6. Суглинок коричневый, влажный. Структура мелкокомковатая, текстура ярковыраженная горизонтально-слоистая. Заполнитель – мелкий гравий. Границы четкие. Культурных остатков не содержит. Видимая мощность до 35 см.

Слой 7. Тяжелый суглинок серо-голубого цвета, влажный. Структура мелкокомковатая, текстура – ярковыраженная горизонтально-слоистая. Заполнитель – мелкий гравий. Границы нечеткие. Культурных остатков не содержит. Видимая мощность до 25 см.

В ходе раскопок 2007–2008 гг. был получен многочисленный палеонтологический и археологический материал (2 040 экз.).

Палеонтологическая коллекция включает черепа и их фрагменты, кости и их обломки, зубы, когти, а также фрагменты китового уса, шкурок мелких животных – всего 1 203 экземпляра. Сохранность предметов, за малыми исключениями, хорошая. На некоторых костях удалось зафиксировать остатки мышечной ткани.

Археологическая коллекция памятника включает 837 находок. Среди них фрагменты керамической посуды – 175, изделия из кости, рога, моржового

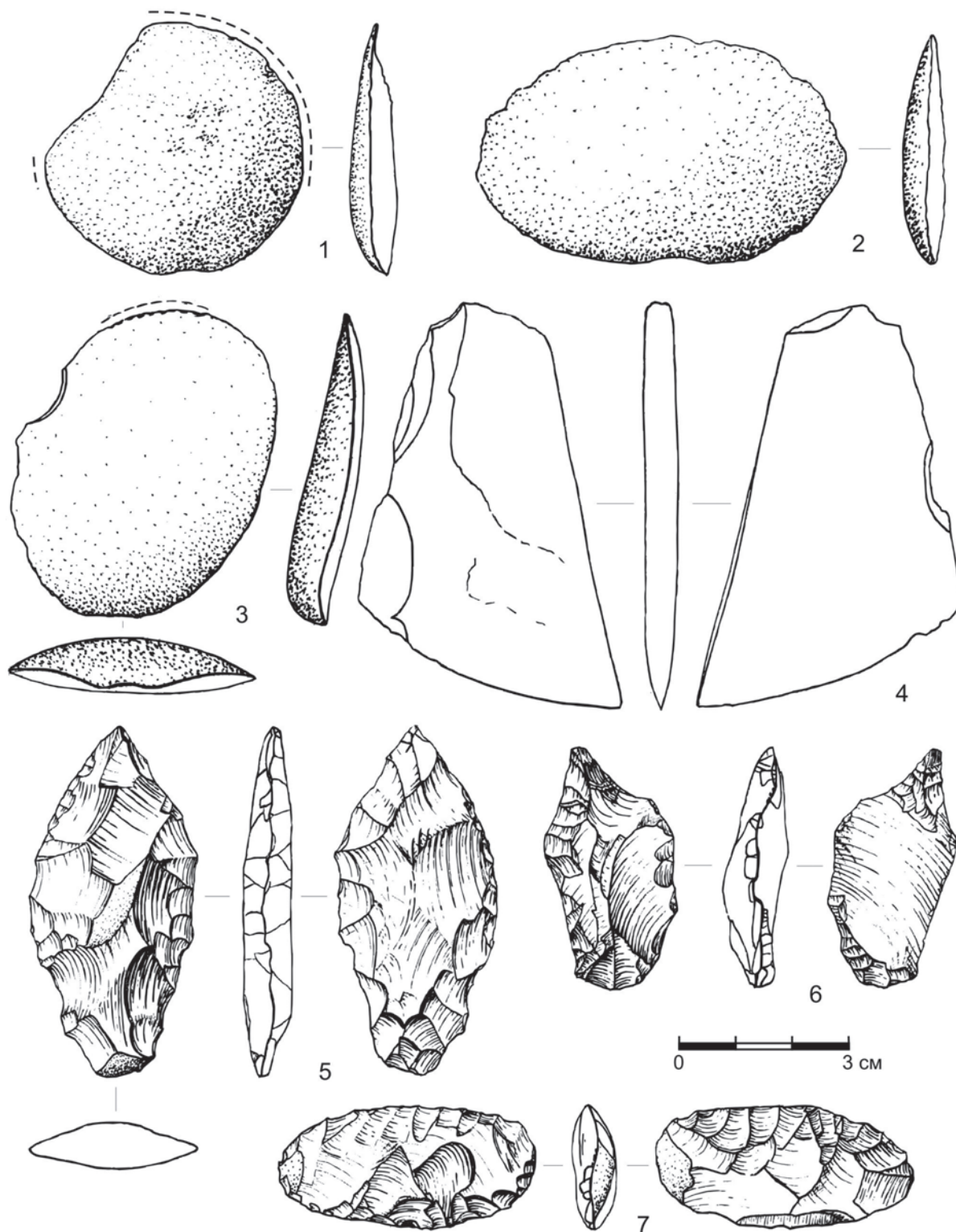


Рис. 1. Каменный инвентарь памятника Ванкарем III: 1-3 – отщепы; 4 – фрагмент «женского ножа»; 5 – наконечник стрелы; 6 – проколка; 7 – нож с ретушированным обушком. Пунктиром отмечены рабочие края со следами использования

клыка – 12, предметы, изготовленные из дерева и коры – 22 и 2, китового уса – 8. Каменная индустрия представлена в 366 экземплярах. К археологической части отнесены также гальки (кварцит, халцедон и др.) – 239 и фрагменты коры (береза и др.) – 13.

При первичном осмотре коллекции одно обстоятельство привлекло особое внимание.

Одна из самых значительных в количественном отношении группа находок – отщепы округлой или овальной формы с краевой ретушью, но чаще всего

без дополнительной подработки. Дорсальная поверхность таких сколов не обработана и сохраняет галечную корку. Ударная площадка выпуклая, неподготовленная. В месте удара отмечается специфическая микроступенчатая выкрошенность, образующая небольшую выемку. На вентральной поверхности заметен уплощенный ударный бугорок. Такие сколы, полученные с использованием контрударной техники расщепления без применения каких-либо сложных приспособлений, с минимальными затратами времени и сил, становились готовыми орудиями для обработки шкур животных (рис. 1, 1–3). Мы не можем сказать, что эти изделия получили широкое распространение только потому, что иные техники расщепления и обработки камня были незнакомы древним эскимосам, поскольку в коллекции памятника все же присутствуют в единичных экземплярах ретушированные наконечники стрел, проколки, ножи, шлифованные «женские ножи» и т.д. (рис. 1, 4–7). Видимо, выбору древнего человека способствовали какие-то иные соображения, возможно, простота замысла и исполнения, практичность этих орудий, удобство в использовании.

В то же время в коллекции памятника мы обнаруживаем достаточно сложные изделия, на изготовление которых уходил не один день. Это «крылатый предмет», головка гарпунного древка и наконечник – составные части эскимосского гарпуна. Они изготовлены из клыка моржа и искусно украшены рельефно выполненными образными композициями, дополненными гравировкой и инкрустацией (более подробно об одном из них статья И.В. Шмидт «Орнаментированное изделие из моржового клыка эскимосского жилища Ванкарем III» в данном сборнике). Каждый из предметов, без преувеличения, представляет собой шедевр древнеэскимосского искусства.

Подобные ванкаремским детали гарпунного набора древних эскимосов уже не редкость в музейных коллекциях. Их общее количество исчисляется не единицами, а десятками и сотнями экземпляров (см., напр.: [1]). Археологами, этнографами, искусствоведами проделана огромная работа по их изучению. Исследованы конструктивные особенности данных артефактов, установлено функциональное назначение, классифицированы формы и орнаменты, определена культурная и хронологическая принадлежность, предприняты попытки дешифровки древнеэскимосского декора с привлечением мифологических материалов. Тем не менее, каждая новая находка сопровождается повышенным интересом к ней со стороны исследователей. Данное обстоятельство объясняется, на наш

взгляд, тем, что каждый артефакт индивидуален. В музейных коллекциях невозможно найти идентичные предметы. Они будут аналогичны, но не тождественны. Многообразие форм, конструктивных особенностей, многочисленность орнаментальных традиций исследователи объясняют пестрым этническим составом, миграциями, адаптацией к условиям конкретной местности [2: 36–37; 3: 48], но чем объяснить индивидуальность каждого предмета?

Интересен также вопрос о причинах появления роскошного декора. В тяжелейших условиях арктического климата, в которых, казалось бы, люди должны ежеминутно бороться за свою жизнь («не до жиру, быть бы живу»), более органично выглядят простые и незамысловатые отщепы без подработки, а сложный и искусно выполненный орнамент на деталях гарпунного набора представляется настоящим излишеством. Что это – средство самовыражения первобытного художника? Или зеркало, в котором отражается мировосприятие или миропонимание древнего охотника с его тягой к прекрасному? Как в рамках одной культуры гармонично сочетаются две доминанты – творчество и рациональность, сложность и простота?

В завершение, не углубляясь в рассмотрение поставленных вопросов, отметим значительный потенциал археологического материала памятника Ванкарем III для дальнейшего изучения. Сопоставление с этнографическими материалами, наблюдение за жизнедеятельностью современных морских охотников может помочь нам приблизиться к пониманию не только древнеэскимосской, но и первобытной культуры в целом.

Литература

1. *Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное / Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. 216 с.*
2. *Бронштейн М.М. Эквен и Пайпельгак глазами этнологов // Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное: Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. С. 26–47.*
3. *Сухорукова Е.С. Художественные изделия из эвенкийского могильника и проблема эволюции древнеберингоморского искусства // Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное: Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. С. 48–60.*

МАКРОТЕРИОФАУНА КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА И СЕВЕРО-ЗАПАДА РЕСПУБЛИКИ МОЛДОВА

А.И. Давид, В.Н. Паскару

Институт зоологии Академии Наук Молдовы, г. Кишинев, Республика Молдова

Териофауна конца позднего плейстоцена (примерно 20–13 тыс. лет тому назад) Европы, и Республики Молдова в частности, представляет значительный интерес, поскольку она существовала в особых климатических и ландшафтных условиях так называемой перигляциальной зоны того времени и характеризовалась особым видовым составом животных [1–3].

Териофауна крупных млекопитающих конца позднего плейстоцена севера и северо-запада Республики Молдова известна главным образом по находкам скелетных остатков на поселениях человека конца позднего палеолита. Она дает представление не только о составе и численности отдельных представителей, но и об особенностях охоты позднепалеолитических людей.

Ключевые слова: макротериофауна, млекопитающие, поздний плейстоцен, поздний палеолит, культура Граветт, Республика Молдова.

Материалы и методы исследования

В качестве материалов послужили богатые и разнообразные костные остатки крупных млекопитающих собранные на следующих основных поселениях позднепалеолитических охотников:

Климэуць II (слой I), Шолдэнештский район. Геологический возраст по ^{14}C – 20 350±230 лет. Археологическая культура – Граветт. Коллекция состоит из более 1300 скелетных остатков, происходящих от 8 промысловых видов, среди которых мамонту принадлежат около 84,6% от общего количество костей [4, 5].

Дурунтоаря Веке, Рышканский район. Многослойная палеолитическая стоянка (слой II) в гроте сарматского известняка. Геологический возраст – 19 020±925 лет [6], археологическая культура – поздний Граветт. Коллекция костных остатков крупных промысловых млекопитающих состоит из более 7 500 экземпляров от 35 видов [7, 8].

Костешть I, Рышканский район. Открытая позднепалеолитическая стоянка, культура поздний Граветт (Мадлен). Коллекция костей состоит из более 1 200 экземпляров от 7 видов [7].

Рашков VII, Каменский район, на р. Днестр. Открытая позднепалеолитическая стоянка. Абсолютные радиоуглеродные датировки двух образцов: 19 450±200 и 19 100±300 лет [9]. Остеологический материал состоит из более 8500 костных остатков 14 видов крупных млекопитающих [10].

Косэуць I, Сорокский район, на Среднем Днестре. Открытая многослойная позднепалеолитическая

стоянка, культура поздний Граветт. Геологический возраст по ^{14}C 18 935±160 – 13 000±1 000 лет [6, 11]. Коллекция скелетных остатков состоит из более 40.000 образцов от примерно 15 видов промысловых млекопитающих [12].

Брынзень I (слой II). Единецкий район, долина реки Прут, грот примерно в 3 км к западу от села Брынзень, стоянка первобытного человека. Одни археологи (А.И. Борзияк) относят этот культурный слой к завершающему этапу позднего палеолита, другие (Н.А. Кетрару) – к мезолиту. Палеозоологическая коллекция состоит из 1 280 костей от 14 промысловых видов млекопитающих [13, 14].

Немногочисленные костные остатки отдельных крупных млекопитающих обнаружены также на других стоянках человека конца позднего плейстоцена севера и северо-запада Республики Молдова: Костешть I, Атаки I, Атаки II, Наславчя VI, Подгорь, Чоплень, Рашков VIII и др., которые, как и вышеназванные стоянки, отражают состав охотничьей фауны в окрестностях соответствующих стоянок и добычи ее охотниками конца позднего палеолита рассматриваемого района Республики Молдова.

Сбор остеологического материала осуществлялся под руководством археологов Н.А. Кетрару, И.А. Борзияка и С.И. Коваленко, в большинстве случаев с участием авторов данного сообщения, путем послыного и поквадратного отбора костей с учетом стратиграфических и литологических данных, а также, по возможности, абсолютных датировок. При изучении остеологического материала использовались методы, общепринятые в палеозоологических (археозоологических) исследованиях.

Результаты исследований

Изучение скелетных остатков крупных и сравнительно крупных млекопитающих из названных выше местонахождений (позднепалеолитических стоянок) конца позднего плейстоцена Республики Молдова показывает, что на протяжении примерно 10 тысяч лет в данном районе обитали следующие виды крупных и сравнительно крупных млекопитающих: *Canis lupus* L., *C. cf. domesticus* L., *Vulpes vulpes* L., *Alopex lagopus* L., *Ursus arctos* L., *Gulo gulo* L., *Putorius evermanni* Lesson, *P. putorius* L., *Mustela erminea* L., *Martes martes* L., *M. foina* Erxleben, *Meles meles* L., *Felis silvestris* Schreber, *F. (Lynx) lynx* L., *Mammuthus primigenius* (Blumenbach), *Equus latipes* Grom., *E. (Asinus) hidruntinus* Regalia, *Coelodonta antiquitatis* (Blu-

menbach), *Capreolus capreolus* L., *Cervus elaphus* L., *Megaloceros giganteus* (Blumenbach), *Alces alces* L., *Rangifer tarandus* L., *Rupicapra rupicapra* L., *Bison priscus* Bojanus, *Lepus europaeus* Pallas, *L. tanaiticus* Gureev, *Castor fiber* L., *Marmota bobac* Muller.

Из перечисленных видов самыми распространенными и многочисленными на рассматриваемой территории были *Equus latipes*, *Rangifer tarandus*, *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus*, *Marmota bobac*.

Костные остатки лошадей *Equus latipes* происходят из 12 местонахождений конца позднего плейстоцена, главным образом, из стоянок конца позднего палеолита. Наибольшее количество костей (более 5 630 от 95 особей) зарегистрировано на стоянке Дуруитоаря Веке. Сравнительно большое число костей лошади выявлено на стоянках Рашков VII (2 023 от 24 особей) и Косэуць I (1 673 от 42 особей) [7, 8, 12, 13, 15].

Кости *Rangifer tarandus* найдены в основном, на стоянках позднепалеолитических охотников [7, 16]. Самое крупное захоронение скелетных остатков этого оленя – более 31,6 тысяч от 188 особей (раскопки не завершены), установлено на многослойной стоянке Косэуць I [12]. Здесь найдены фрагменты черепа, много рогов, в основном их базальные части с фрагментом лобной кости, многочисленные фрагменты челюстей, крупных трубчатых и плоских костей, огромное количество запястных и заплюневых костей, фаланг, отдельных зубов от животных различного индивидуального возраста. Довольно много костей северного оленя собрано на стоянках Рашков VII (более 6 100 от 53 особей) и Дуруитоаря Веке (1 460 от 38 особей). Костные остатки тундрового оленя зарегистрированы также на стоянках Брынзень I (слой II), Атаки II, Рашков VIII, Подгорь, Костешть I и др. Приведенные данные и результаты изучения костей свидетельствуют о том, что в конце позднего плейстоцена в северной и северо-западной зонах Республики Молдова северный олень был очень многочисленным видом во время осенних, зимних и весенних миграций. В летнее время он здесь не встречался, так как кости новорожденных и очень молодых оленей отсутствуют.

Одним из самых распространенных видов крупных млекопитающих конца позднего плейстоцена в Молдове был мамонт [17]. На территории рассматриваемого района известно свыше 30 пунктов с костными остатками мамонта. Имеются неполные скелеты (с. Проскурень, Светлый), отдельные черепа (с. Ширеуць), изолированные зубы и крупные кости конечностей. Заслуживают особого внимания крупное скопление различных частей скелета (черепа с бивнями, челюсти, отдельные бивни, зубы, трубчатые кости и др.) от минимум 19 особей и кремневые орудия позднепалеолитического человека у с. Климэуць на правом берегу р. Днестр. Предполагаем, что мамонты погибли в результате крупного внезапного наводнения р. Днестр. Позже, после разложения тру-

пов, здесь поселилась группа первобытных позднепалеолитических людей, которая построила из костей мамонта свои жилища и занималась охотой, о чем свидетельствуют обнаруженные скелетные остатки лошади, бизона, северного оленя и других охотничьих млекопитающих [4, 5].

В конце позднего плейстоцена на севере и северо-западе Республики Молдова, широко был распространен и бизон. Его скелетные остатки обнаружены в 15 местонахождениях, 10 из которых являются позднепалеолитическими стоянками (культура поздний Граветт) [7, 18, 19]. Наибольшее количество костей бизона (587 от 26 особей) найдено на стоянках Дуруитоаря Веке (слой II) и Косэуць I (170 от 9 особей). В остальных местонахождениях он представлен единичными экземплярами.

Одним из основных объектов охоты людей стоянок Дуруитоаря Веке (217 костей от 19 особей) и Брынзень I (150 кости от 32 особей) был сурок *Marmota bobac* [7, 13, 20].

Скелетные остатки остальных крупных (*Coelodonta antiquitatis*, *Capreolus capreolus*, *Cervus elaphus*, *Alces alces*, *Ursus arctos*, *Canis lupus*) и относительно крупных млекопитающих (*Lepus europaeus*, *L. tanaiticus*, *Castor fiber*, *Vulpes vulpes*, *Alopex lagopus*, *Meles meles*, *Martes martes*, *M. foina*, *Felis silvestris*, *Lynx lynx* и др.) в рассматриваемом регионе редки и сравнительно незначительны. Так, кости *Coelodonta antiquitatis* зарегистрированы в 10 местонахождениях и лишь в двух числится небольшое количество остатков: Дуруитоаря Веке – 54 от 4 особей и Рашков VII – 97 от 4 особей, в остальных они единичны (в с. Крикова найден целый череп) [7, 21, 20].

Почти такая же ситуация с костными остатками благородного оленя *Cervus elaphus*: они обнаружены в 15 пунктах, а наибольшее количество происходит только из двух местонахождений – Дуруитоаря Веке (74 от 6 особей) и Рашков VII (77 от 4 особей) [22]. Кости *Canis lupus* найдены в 4 позднепалеолитических стоянках: Климэуць II (48 от 4 особей), Дуруитоаря Веке (32 от 5 особей), Косэуць I (26 от 3 особей) и Рашков VII (12 от 3 особей) [4, 5, 7, 12]. Лисица *Vulpes vulpes* представлена 216 костями от 7 особей лишь на стоянке Дуруитоаря Веке (в остальных местонахождениях – единичными остатками), а песец *Alopex lagopus* – только на стоянке Косэуць I – 67 от 11 особей. Зайцев *Lepus europaeus* предпочитали лишь охотники стоянки Дуруитоаря Веке, где найдены свыше 200 костей от 12 особей [7]. Остальные виды представлены единичными костями.

Судя по находкам скелетных остатков из 14 местонахождений, в основном из палеолитических стоянок, в конце позднего плейстоцена (20–13 тыс. лет тому назад) в северной и северо-западной зонах Республики Молдова обитали, по меньшей мере, 28 крупных и относительно крупных млекопитающих, которые были объектами охоты людей конца позднего палеолита (культура поздний Граветт). Наиболее многочислен-

ными видами были лошадь, северный олень, бизон, благородный олень, мамонт, сурок степной и др.

В палеогеографическом и экологическом отношении в составе выявленной ассоциации видов присутствуют представители, широко распространенные в перигляциальной зоне конца позднего плейстоцена Европы различных зон и биотопов: лесостепных (мамонт, шерстистый носорог, бизон, благородный олень, косуля, заяц русак, барсук), степных (сурок степной, хорек степной, лошадь), тундровых (песец, россомаха, заяц донской – типа беляка, северный олень), лесных (медведь бурый, кот лесной, рысь, лось), субарктических (серна, сурок альпийский), водных (бобр речной).

Литература

1. Вангенгейм Э.А. Перегляциальная зона и особенности формирования фауны млекопитающих СССР в голоцене // История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976. С. 92–101.
2. Верецагин Н.К., Громов И.М., Ермолова Л.М., Паавар К.А. Основные черты формирования териокомплексов северной Евразии в голоцене // История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976. С. 101–116.
3. Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). М.: Наука, 1990. 110 с.
4. David A., Obada T. Fauna de mamifere din săpăturile stațiunii paleolitice Climăuți II // Известия Академии Наук Республики Молдова. Кишинев, 1996. № 1. P. 42–48.
5. Borziac I., Chirica V., David A. L'aurignacien moyen et tardif de l'espace Carpatique – Dnestreen. Le gisement Climăuți II. Iași (România). 2007. 252 p.
6. Borziac I.A. Paleoliticul și mezoliticul în spațiul dintre Nistru și Prut // Thraco-Dacia. București, 1994. T. XV, № 1–2. P. 19–40.
7. Давид А.И. Териофауна плейстоцена Молдавии. Кишинев, 1980. 186 с.
8. David Anatolij. Teriofauna formation in the Late Pleistocene and Holocene on the territory of the Republic Moldova // The Holocene History of the European Vertebrate Fauna. Bd. 6 (ed. Norbert Benes). Berlin, 1999. P. 59–72.
9. Сапожников И.В., Джинджан И.В., Ковалюх Н.Н. Абсолютные даты позднелепестической стоянки Рашков VII // Кетрару Н.А., Григорьева Г.В., Коваленко С.И. Верхнелепестическая стоянка Рашков VII (Приложение). Кишинев, 2007. С. 171–173.
10. Давид А.И. Характеристика костных остатков из раскопок палеолитической стоянки Рашков VII // Приложение к книге Кетрару Н.А., Григорьева Г.В., Коваленко С.И. «Верхнелепестическая стоянка Рашков VII». Кишинев, 2007. С. 163–170.
11. Борзьяк И.А., Коваленко С.И. Некоторые данные о многослойной палеолитической стоянке Косэуцы на среднем Днестре // Четвертичный период. Палеонтология и археология. Кишинев, 1989. С. 201–218.
12. David Anatolie, Nadachowski Adam, Pascaru Viorica et al. Late Pleistocene mammal fauna from the Late Paleolithic butchering site Cosăuți I, Moldova // Acta zoologica cracoviensia. Polska Akademia Nauk, Krakow. 2003. 46(1). P. 85–96.
13. Давид А.И. Формирование териофауны Молдавии в антропогене. Кишинев, 1982. 152 с.
14. David Anatol. The Mammalian fauna from Mesolithic and Neolithic settlements from Moldova // Proceedings of the International Archeological Conference held in the Damganich Muzeum of Szolnok. Budapest, 2001. P. 167–175.
15. Găleanu Lucia. Equus latipes Gromova, 1949 în Pleistocenul superior din Republica moldova // Analele științifice ale Universității de Stat din Moldova. Seria «Științe chimico-biologice». Chișinău, 2005. P. 121–128.
16. Давид Анатолий, Кроутор Роман. Северный олень (Rangifer tarandus) в палеолите Молдовы // Vestigii arheologice din Moldova. Chișinău, 1997. С. 18–36.
17. Давид А.И. Вымершие хоботные Молдавии. Кишинев, 1987.
18. Partas Viorelia. Ramășițe scheletice de Bison priscus Boj. de la așezarea Paleolitică târzie Cosăuți I // Diversitatea, valorificarea rațională și protecția lumii animale. Chișinău 2001. P. 286–287.
19. David Anatolie, Rusu Viorelia. Răspîndirea bizonului (Bison priscus Boj.) pe teritoriul R.Moldova în Pleistocen // Studii și comunicări. Științele naturii: Materialele sesiunii științifice. Craiova (România), 2003. Vol. XIX (omagial). P. 28–30.
20. David Anatolie, Pascaru Viorica. Impactul vînatului omului preistoric asupra faunei de vînătoare din R.Moldova. Chișinău: Revista arheologică, 2007. Nr. 2–3. P. 344–353.
21. Еремейко Н. Распространение шерстистого носорога (Coelodonta antiquitatis Blum., 1799) в позднем Плейстоцене в Молдове // Diversitatea, valorificarea rațională și protecția lumii animale. CE USM, Chișinău, 2001. С. 292–293.
22. David Anatolie. Vestigii scheletice de cerb nobil de la stațiunile arheologice din R. Moldova // Interferențe cultural-cronologice în spațiu Nord-Pontic. Chișinău. P. 364–369.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СООБЩЕСТВ МИКРОФАУНЫ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АРАЛЬСКОГО МОРЯ И ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е.Ю. Жаков, С.А. Гуськов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В первой половине 1990-х гг. при проведении инженерно-геологической съемки в районе Чановской системы озер (Новосибирская область) были сделаны

первые находки фораминифер в голоценовых озерных отложениях. Поскольку ранее сведения о подобных находках отсутствовали, было проведено специ-

альное микропалеонтологическое изучение озерных отложений этого района. В 1999 г. в результате экспедиционных работ было установлено новое местонахождение фораминифер на юго-западном берегу оз. Саргуль в точке наблюдения (скв. 1), расположенной вблизи от их первоначальной находки (рис. 1). В этих двух местонахождениях было обнаружено моновидовое сообщество фораминифер – представителей вида *Retroelphidium shochinae* (Mayer). Впоследствии был выделен новый подвид *R. shochinae chanicum* Gusskov et Yadrenkin [3]. Областью распространения вида *R. shochinae* являются плейстоцен-голоценовые отложения Аральского и Каспийского морей.

Фораминиферы, являясь типичными представителями морских экосистем, способны мигрировать лишь в водной среде, а на большие расстояния в относительно небольшой промежуток времени – только с течениями. Поэтому присутствие в озерных голоценовых отложениях центральной части Барабинской низменности элементов аралокаспийской фауны, особенно фораминифер, предполагает проникновение в климатический оптимум голоцена аральских вод на юг Западной Сибири.

Находки арало-каспийской микрофауны представляют большой интерес в связи с тем, что они не вписываются в существующие представления о голоценовых палеогеографических обстановках региона. Согласно современным палеогеографическим концепциям, водная связь между Западной Сибирью и Арало-Каспийской областью в позднем кайнозое могла происходить при сбросе вод подпружных приледниковых водоемов через Тургайскую ложбину [1, 5, 6]. Исследователи данной проблемы (С.А. Архипов, В.И. Астахов, И.А. Волков, В.С. Волкова, А.А. Величко и многие другие), расходясь во мнениях относительно размеров плейстоценовых оледенений в Сибири и, соответственно, размеров подпружных приледниковых водоемов, единодушны в том, что излишки воды подобных бассейнов сбрасывались на юг через Тургайский прогиб. Однако подобный механизм водной связи между Арало-Каспием и Западной Сибирью не объясняет проникновения арало-каспийской фауны (особенно фораминифер) в голоцене не только в Центральную Барabu, но даже и в Тургайскую ложбину. Препятствием этому служит гидродинамический барьер в виде встречного потока воды.

Возможность проникновения арало-каспийской фауны в южные районы Западной Сибири в результате гипотетической трансгрессии Арала не выдерживает критики. Аральское море относится к типу замкнутых водоемов, и его уровень целиком зависит от водного баланса в пределах водосборного бассейна и на акватории, а также контролируется окружающим рельефом [4].

Был сделан вывод, что единственно возможным вариантом проникновения арало-каспийской фауны на юг Западной Сибири является существование в

голоцене по крайней мере одного катастрофического события, связанного с очень быстрым обводнением Арала и буквально «выплеском» его вод на территорию Западной Сибири. Учитывая направления движения воды с юга на север, о чем свидетельствует распространение фауны в голоценовых отложениях Тургайской ложбины и юга Западной Сибири, наиболее приемлемой можно считать гипотезу В.Р. Бакера [7] о флювиальных катастрофах в горных областях на юге России.

На юге Западной Сибири (скв. 1) и в Тургайской ложбине (рис. 1) основным фаунистическим элементом в изученных голоценовых озерных отложениях являются остракоды. Они распространены по всему изученному разрезу голоцена, являются четкими индикаторами изменения параметров окружающей среды и в структуре и составе сообщества отражают этапы развития водоемов. В то же время во всех изученных голоценовых озерных отложениях присутствует такое уникальное явление, как «фораминиферовый слой». Для определения возраста отложений было проведено радиоуглеродное датирование по раковинному материалу методом AMS в Университете Аризоны (США) (University of Arizona, Tucson, AZ, USA). Для анализа были отобраны отдельно раковины фораминифер (глуб. 120 см), гастропод (глуб. 115 см) и остракод (глуб. 110 см). По раковинам фораминифер была получена дата 6 375±40 радиоуглеродных лет назад (далее – л.н.) (AA-59219), по раковинам гастропод – 5 480±40 л.н. (AA-59221), по створкам остракод – 5 270±40 л.н. (AA-59221) (рис. 1). Кроме этого, в районе оз. Сарыкопа из отложений, расположенных выше «фораминиферового» слоя, получена радиоуглеродная дата 4 010±40 л.н. [2].

Для Аральского моря распределение микрофауны в голоценовых отложениях изучалось в разрезе скв. М-2 (см. рис. 1).

По составу и структуре сообществ микрофауны в интервале 0–850 см захоронение является автохтонным. По обнаруженному раковинному материалу прослеживаются все основные стадии онтогенеза фораминифер и остракод.

Раковины фораминифер в интервале 850–1 440 и 1 480–1 620 см имеют плохую сохранность, частично разрушены; остракоды немногочисленны и не отражают структуру естественного сообщества, поэтому был сделан вывод об аллохтонном характере захоронения.

По составу сообществ в интервале 1 620–2 000 см захоронение является автохтонным. По обнаруженному раковинному материалу прослеживаются основные стадии онтогенеза фораминифер и остракод.

Для определения возраста отложений было проведено радиоуглеродное датирование по раковинному материалу методом AMS в Университете Аризоны (США) (University of Arizona, Tucson, AZ, USA). Для анализа были отобраны раковины остракод с отметок 2,8–2,92 м; 7,2–7,52 м; 16,6–16,72 м и 18,8–18,92 м

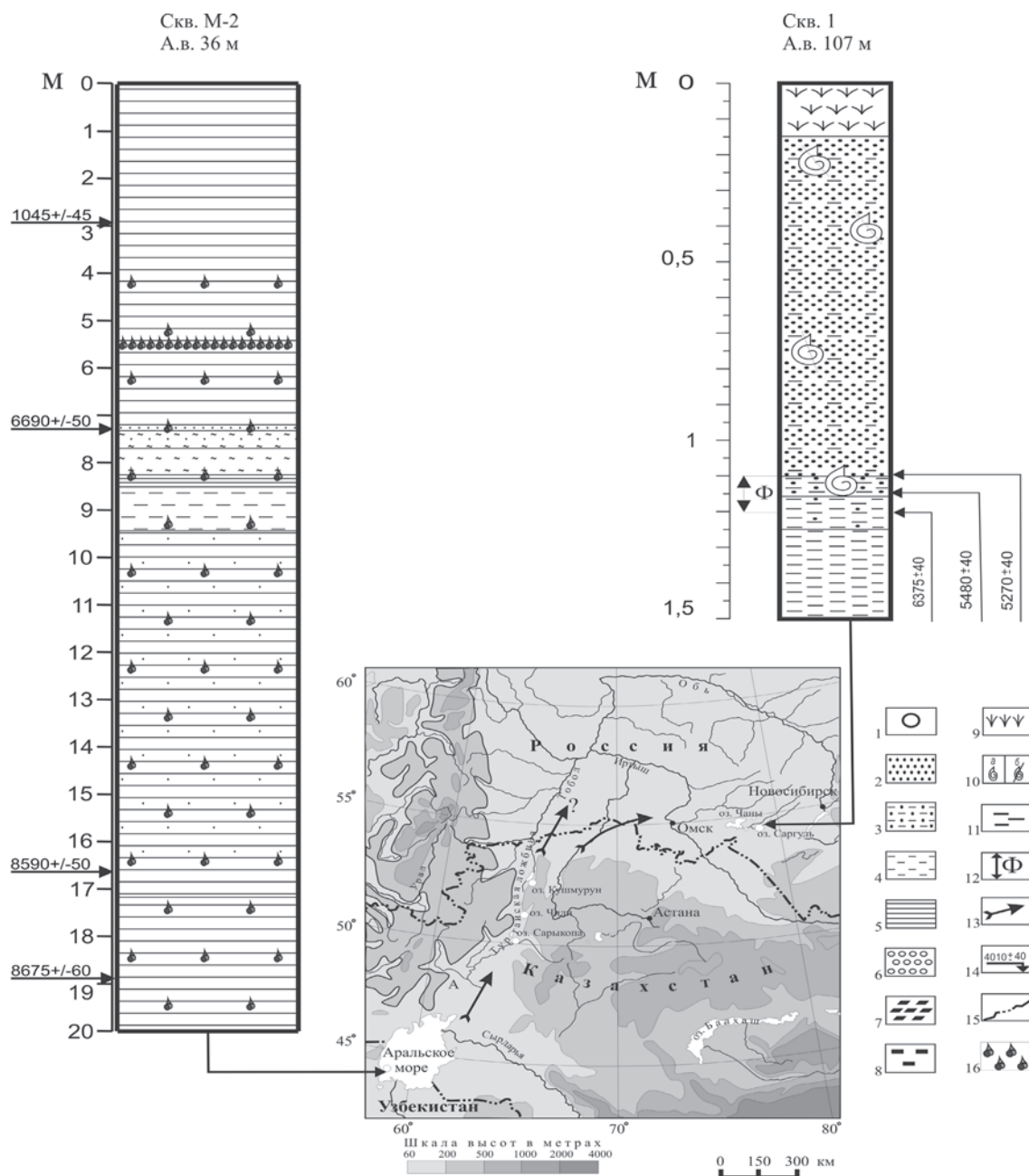


Рис. 1. 1 – местоположение изученных разрезов; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – глина; 6 – галечник; 7 – кристаллы соли; 8 – растительный детрит; 9 – почвенно-растительный слой; 10 – раковины моллюсков (а – целые, б – обломки); 11 – рассеянная органика; 12 – интервал распределения раковин фораминифер по разрезу; 13 – предполагаемое направление движения «аральских» вод; 14 – уровни отбора образцов на радиоуглеродный анализ, радиоуглеродные даты; 15 – государственная граница; 16 – раковинный материал

от устья скважины М-2. В этих интервалах было обнаружено большое количество раковин остракод, среди которых наблюдались раковины самцов, самок, различных поколений личиночных стадий, т.е. палеосообщество автохтонное. Это является важным фактором при выборе материала для радиоуглеродного датирования.

Были получены даты: для интервала 2,8–2,92 м – 1045±45 радиоуглеродных лет назад (далее – л.н.), для интервала 7,2–7,52 м – 6690±50 л.н., для интервала 16,6–16,72 м – 8590±50 л.н., для интервала 18,8–18,92 м – 8 675±60 л.н.

Было сделано предположение о связи отложений из интервала 850–1 620 см с флювиальным событием, приведшем вначале к внедрению вод катастрофического паводка с юга в акваторию Аральского моря с последующим «выносом» вод, грунтов и аральской фауны на территорию юга Западной Сибири и Тургайской ложбины. Для подтверждения этого предположения было проведено радиоуглеродное датирование по раковинному материалу методом AMS. Для анализа были отобраны раковины остракод из тех интервалов, где было установлено автохтонное палеосообщество. Это является важным фактором

при выборе материала для радиоуглеродного датирования.

По раковинному материалу из интервала 720–752 см была получена дата $6\,690 \pm 50$ лет назад. Таким образом, даты, полученные в районе оз. Саргуль и на Арале, практически совпадают. Следовательно, появление аральских фораминифер на юге Западной Сибири и проявление процесса переотложения осадков в Арале происходило практически одновременно.

Исследования выполнены при финансовой поддержке программы РАН № 15.

Литература

1. Астахов В.И. Последнее оледенение арктических равнин России (строение осадочного комплекса и геохронология): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. С.Пб., 1999. 42 с.
2. Гуськов С.А., Каныгин А.В., Кузьмин Я.В., Бурр Дж.С., Джалл Э.Дж.Т., Хазин Л.Б. Проникновение вод Аральского моря на юг Западной Сибири в голоцене: палеонтологические свидетельства, хронология // ДАН. 2008. Т. 418, № 2. С. 217–220.
3. Гуськов С.А., Ядренкин А.В. Новости палеонтологии и стратиграфии // Геология и геофизика. 2000. Вып. 2–3. С. 205–207
4. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов северной Евразии за последние 130000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
5. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезрянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.
6. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен; элементы прогноза. М.: Наука, 1993. Вып. 1. 103 с.
7. Baker V.R. // *Science*. 2002. Vol. 295, № 5564. P. 2379–2380.

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОКАХ БИФАСИАЛЬНЫХ ИНДУСТРИЙ КАСПИЙСКО-АРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.Н. Зенин, В.Н. Зенин

Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В проблеме первоначального заселения человеком Евразии особое место занимают палеолитические индустрии, в составе которых фиксируются или широко представлены каменные изделия с двусторонней обработкой поверхностей – бифасы. Древнейшей формой бифасиально обработанных изделий являются ашельские ручные рубила. Их первое появление фиксируется на Африканском континенте примерно 1,7–1,5 млн л.н. и знаменует начало длительной (более 1 млн лет) ашельской эпохи. В последующее время ашельские индустрии с бифасами распространяются на Ближний Восток (1,4–0,9 млн л.н.) и далее – в Индию (0,67 млн л.н.), на Кавказ (~ 0,7–0,5 млн л.н.) и в Европу (~ 0,6–0,45 млн л.н.) [3, 16]. По мнению А.П. Деревянко [3], миграционное продвижение носителей ашельской индустрии с Ближнего Востока на восток Евразии началось не позднее 450 тыс. л.н.

Проявлением этой глобальной миграционной волны следует, по-видимому, считать и многочисленные местонахождения с морфологически выраженным ашельским инвентарем в Западной Туркмении, Западном и Центральном Казахстане [2, 10, 11]. Подавляющее большинство местонахождений выявлено в поверхностном залегании и не имеет стратиграфического обоснования возраста палеолитических комплексов. Культурно-хронологическая оценка индустрий чрезвычайно сложна и дается преимущественно на основе косвенных признаков – геоморфологического положения, сохранности поверхности артефактов, анализа сырьевых ресурсов и технико-типологических параметров. Спектр этих

оценок среди исследователей весьма широк и неоднозначен. По мнению А.Г. Медоева [11], древний палеолит Мангышлака («протолеваллуа – ашель», «леваллуа – ашель I и II») относится к хронологическому диапазону от «позднего плиоцена до конца среднего плейстоцена». В.П. Любин [10] считает, что «бифасы Мангышлака, Сары-Арка и Прииртышья... типологически являются мустьерскими и верхнеашельскими», а А.Г. Медоев «чрезмерно удревает возраст своих находок».

С открытием ашельских комплексов в Мугоджарах и Северном Приаралье [6, 7] стало очевидным, что Каспийско-Аральский регион входит в зону распространения классических ашельских индустрий с бифасами. «Памятники Мугоджарских гор по технико-типологическим показателям индустрии и типу вполне сопоставимы с кавказскими объектами. На этом основании можно говорить о том, что хронологическая позиция ашельских комплексов Мугоджар (без уточнения нижней границы) в самом общем виде совпадает с возрастом аналогичных индустрий Кавказа» [6]. Действительно, такое сопоставление индустрий представляется логичным ввиду их территориальной близости и наличия руководящих типов изделий (прежде всего бифасов). Отсюда возникает ряд проблемных вопросов, касающихся корреляции широко варьируемых ашельских индустрий Кавказа и Каспийско-Аральского региона. В настоящее время мы не располагаем данными о «культурной идентичности» индустрий, географически разделенных котловиной Каспийского моря, но допускаем такую веро-

ятность. Речь идет о появлении ашельских индустрий Мангышлака, Мугоджар и, возможно, Приаралья в результате миграций с Северного Кавказа. В пользу последнего говорит, на наш взгляд, распространение бифасиальных индустрий (ашель – верхний палеолит) в Северном и Центральном Казахстане. Для более южных территорий они не характерны (рис. 1).

Задачей данной работы является определение вероятных миграционных маршрутов древних популяций, их хронологических параметров на основе имеющихся палеогеографических реконструкций Каспийского бассейна в четвертичный период. К настоящему времени «плейстоценовая история Каспийского бассейна изучена относительно неплохо... Однако ряд вопросов... остаются неясными или спорными. К их числу относятся: количество, возраст и периодичность трансгрессивно-регрессивных фаз Каспийского моря, а также размах колебания его уровня» [13]. Тем

не менее, мы считаем возможным опираться на общепризнанные эпизоды плейстоценовой истории моря и картографические материалы, включая имеющиеся сведения о расположении ашельских комплексов с бифасами, о современных глубинах акватории Каспия и распространении на мелководьях крупных фракций каменных материалов [8] (рис. 1).

Теоретически миграционные пути продвижения носителей ашельских традиций (ашельских популяций) с Кавказа на восток могли осуществляться вдоль северных и южных берегов Каспия в условиях трансгрессивного уровня моря. Основным препятствием такого допущения является отсутствие ашельских местонахождений в границах Прикаспийской низменности и ее обрамления. На возможность южного маршрута могут указывать единичные грубые бифасы на стоянке Гяндж Пар [15], в долине р. Керманшах и Восточном Азербайджане в северо-западном Иране

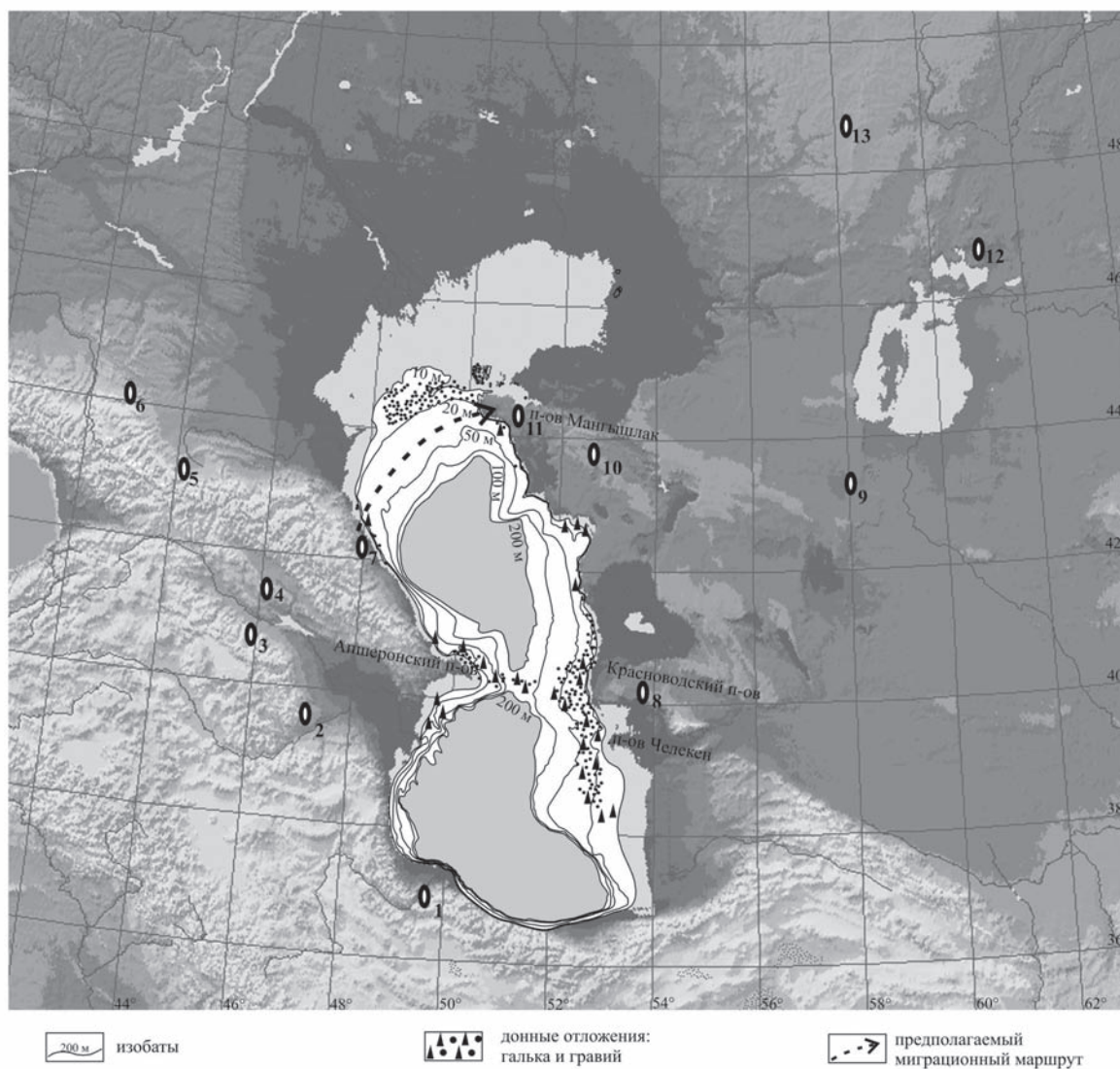


Рис. 1. Карта расположения палеолитических местонахождений с бифасами в Каспийско-Аральском бассейне: 1 – Гяндж Пар; 2 – Азых; 3 – Юкары-Салахлы, Гаялы; 4 – Качрети, Зиари; 5 – Владикавказ; 6 – Кинжал; 7 – Дарвагчай, Дюбекчай, Чумус-Иниц; 8 – Краснодарское плато; 9 – Есен 2; 10 – Узень 11; 11 – Шахбагата; 12 – Арал; 13 – Мугоджары

[12], однако далее на восток в направлении Копетдага ашельские бифасы до сих пор не обнаружены [1].

Гипотеза о проникновении ашельских индустрий в районы Восточного Прикаспия с Северного Кавказа в условиях глубокой регрессии моря впервые была предложена В.П. Любыным [10] и положительно воспринята другими исследователями [6]. С открытием ашельских рубил в Дагестане [4] стало возможным вновь обратиться к гипотезе северокавказского происхождения ашеля Восточного Прикаспия. Наиболее раннее появление рубил в Дагестане фиксируется в верхнебакинских (b_2) отложениях (вторая половина раннего неоплейстоцена). Логично предположить, что миграция ашельского населения могла осуществляться во время последующих регрессий моря (рис. 2), но не позднее последнего межледникового (5 ИКС). Исследователи плейстоцена Каспия для данного отрезка времени выделяют от двух [13] до пяти [14] регрессий. Нет согласия и в вопросе хронологии и глубины регрессивных этапов. Традиционно наиболее значительными считаются регрессии между бакинско-урунджикской (b_2 -ur) и раннехазарской (hz_1) трансгрессиями, и между ранним и поздним (hz_2) хазаром. На схеме Г.И. Рычагова [13] (рис. 2) уровень моря в период первой (сингильской) регрессии был ниже отметки -50 м абс., а по данным Т.А. Яниной [14], достигал -75 м абс. О глубине внутривосточной (черноярской) регрессии точных данных нет, но указывается, что она была значительной [13].

В рельефе шельфа и дна Каспийского моря исследователи отмечают серию ступенчатых перегибов – древних береговых линий. В западной части Среднего Каспия прослежены подводные террасы вдоль всего побережья на глубинах 4, 12–14, 22–26, 34–41 и 52–59 м. В восточной части береговые линии фиксируются на глубинах 4, 12–14, 20–23, 25–30, 36–40, 60–70 м.

В северной части подводные террасы обнаружены на глубине 4, 6, 12–13 и 20–21 м [8]. Сведений о возрасте подводных террас крайне мало и они весьма противоречивы. Так, возраст древней береговой ли-

нии, прослеживаемой на глубине 20 м, оценивается временем от послехазарской (ательской) до послехвалынской (мангышлакской) регрессии, а береговые линии на глубинах 25–30 и 36–40 м (восток Каспия), «очевидно, маркируют низкие стояния уровня моря еще в дохазарское время» [9]. Исходя из этих сведений, допустимо предположить вероятность миграционного маршрута по осушенному шельфу в диапазоне современных изобат -20 – 50 м и глубже.

Другим важным фактором возможной миграции является наличие источников литоресурсов на шельфе Северного Каспия, пригодных для изготовления палеолитических орудий. На Мангышлакском пороге до изобаты -20 м на схеме донных отложений Каспия [8] отмечено распространение гравиев, что не исключает вероятность присутствия в них и галечных материалов. Сведениями о петрографическом составе терригенных материалов мы, к сожалению, не располагаем.

На Мангышлаке палеолитические изделия выполнены из кремня датского яруса верхнего мела [11]. Аналогичное сырье широко использовалось и в Дагестане [5]. Песчаники и кремнистые известняки использовались редко, в основном для изготовления крупных орудий. Близкий состав пород можно предполагать и на шельфе Северного Каспия. Их вынос мог осуществляться палеоруками Сулака, Терека, Волги и Урала при понижении базиса эрозии в регрессивные стадии Каспия, но это лишь предположение.

Исходя из палеогеографических реконструкций четвертичной истории Каспия и расположения палеолитических местонахождений с бифасами, гипотеза о миграциях носителей ашельских традиций (ашельского населения) с западного побережья на восточное не имеет принципиальных препятствий. Продвижение популяций, владеющих ашельскими технологиями, могло осуществляться вдоль северного берега моря в периоды глубоких регрессий среднего неоплейстоцена (~ 11 , 9 и 7 ИКС). Допустимо предположить, что более древние миграции с Кавказа

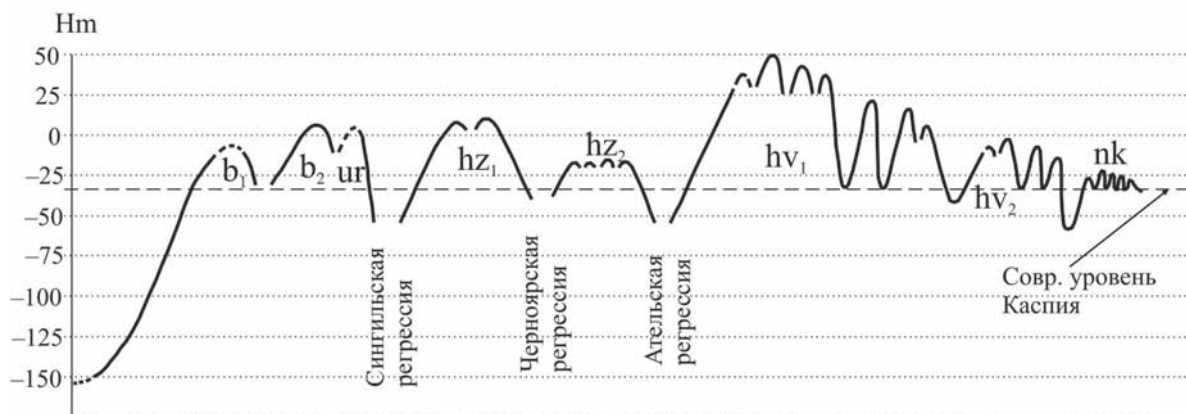


Рис. 2. Схема колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (горизонтальный масштаб условный) (по Рычагову, 1997, рис. 40)

(с технологиями олдована) в Центральную Азию могли осуществляться и по Апшеронскому порогу в период глубокой (–150–200 м) тюркянской регрессии Каспийского моря (–20–18 ИКС).

Работа выполнена при поддержке РГНФ (проект 08-01-00321а), РФФИ (проект 07-06-00096а) и проекта РАН № 25.1.6 «Феномен бифасиальных индустрий раннего и среднего палеолита Каспийско-Аральского региона»

Литература

1. Вишняцкий Л.Б., Любин В.П. Палеолит Туркмении: древнейшие индустрии и проблема первоначального заселения // Археологический альманах. Донецк, 1995. № 4. С. 41–46.
2. Волошин В.С. Стратиграфия и периодизация палеолита Центрального Казахстана // Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной и Восточной Азии и Америки (Доклады Международного симпозиума). Новосибирск: Б.и., 1990. С. 99–106.
3. Деревянко А.П. Заселение человеком Евразии в раннем палеолите // Древнейшие миграции человека в Евразии: Материалы международного симпозиума. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009. С. 5–28.
4. Деревянко А.П., Амрханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А. Первые находки ашельских рубил в Дагестане // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий (Материалы Годовой сессии Института археологии и этнографии СО РАН 2005 г.). Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2005. Т. XI, ч. I. С. 49–53.
5. Деревянко А.П., Анойкин А.А., Зенин В.Н., Лещинский С.В. Ранний палеолит юго-восточного Дагестана. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009. 124 с.
6. Деревянко А.П., Петрин В.Т., Гладышев С.А., Зенин В.Н., Таймагамбетов Ж.К. Ашельские комплексы Мугоджарских гор (Северо-Западная Азия). Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2001. 136 с.
7. Деревянко А.П., Таймагамбетовым Ж.К., Петриным В.Т., Гладышев С.А., Зенин А.Н., Зенин В.Н., Искаков Г.Т. Палеолитические местонахождения северного побережья Аральского моря // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Материалы VII Годовой итоговой сессии ИАЭТ СО РАН. Декабрь 1999 г. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1999. Т. V. С. 46–49.
8. Кленова М.В., Соловьев В.Ф., Алексина И.А., Вихренко Н.М., Кулакова Л.С., Маев Е.Г., Рихтер В.Г., Скорнякова Н.С. Геологическое строение подводного склона Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 638 с. + 1 вкладка.
9. Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 106–140.
10. Любин В.П. Палеолит Туркмении // Советская археология. 1984. № 1. С. 26–45.
11. Медоев А.Г. Геохронология палеолита Казахстана. Алмата: Наука, 1982. 64 с.
12. Ранов В.А. Палеолит Переднеазиатских нагорий / Палеолит Ирана // Палеолит Ближнего и Среднего Востока. Л.: Наука, 1978. С. 213–226.
13. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
14. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2009. 42 с.
15. Biglari F., Heydari S., Shidrang S. Ganj Par: The First Evidence for Lower Paleolithic Occupation in the Southern Caspian Basin, Iran. URL: http://www.cais-soas.com/CAIS/Archaeology/Pre-History/ganj_par.htm
16. Mishra S., Venkatesan T.R., & Somayajulu B.L.K. Earliest Acheulian industry from Peninsular India // Current Anthropology 36 (5). 1995. P. 847–851.

ЭТАПЫ ЗАСЕЛЕНИЯ ПРЕДГОРНОЙ ЧАСТИ ДАГЕСТАНА (ПО МАТЕРИАЛАМ НОВОГО ПАМЯТНИКА ДАРВАГЧАЙ-ЗАЛИВ 1)

В.Н. Зенин, А.Г. Рыбалко

Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В ходе разведочных археологических изысканий на правом берегу Геджухского водохранилища (Дербентский район Республики Дагестан) в 2007 г. были обнаружены два новых пункта локализации палеолитических артефактов. Новые местонахождения получили названия Дарвагчай-залив 1 и 2 [2]. На местонахождении Дарвагчай-залив 1 (42°07'36.7" с.ш., 048°01'51.2" в.д.) каменные изделия располагались на береговых обнажениях и отмелях у подножья крутого юго-западного склона останца древнекаспийской террасы. Верхняя часть останца имеет неровную распаханную поверхность. Высота склона в районе памятника от уреза водохранилища составляет 40 м. В нижней части склона на высоте 11–14 м от уреза

прослеживается структурный уступ в виде пояса ракушняков. По своим характеристикам данные ракушняки сопоставимы с ракушняками в обнажениях раннепалеолитической стоянки Дарвагчай 1 (бакинские отложения).

В 2009 г. низкий уровень воды в водохранилище позволил провести более детальное обследование территории пляжа. На первом этапе исследований была собрана коллекция артефактов (94 экз.), при этом часть изделий была получена непосредственно из стенки невысокого уступа, примыкающего к пляжу. В дальнейшем для выяснения стратиграфической ситуации, а также для определения возможной границы памятника были заложены: на месте уступа – шурф-

врезка размером 1×3 м, а на склоне террасы – 5 шурфов размерами 1×2 м. Шурфы размещены длинной стороной непосредственно по склону в одну линию (рис. 1). Также в процессе работ на верхней распаханной части террасы была собрана еще одна группа артефактов (109 экз.).

Стоит отметить очень высокую насыщенность культурных горизонтов, каменные изделия в разной степени концентрации были обнаружены во всех шурфах на протяжении всей мощности вскрытых отложений.

Предварительный анализ полученных разрезов позволяет выделить три разновозрастные пачки отложений: делювиальные, склоновые отложения, наиболее полно зафиксированные в шурфе № 1 (врезка); галечно-гравийная толща, с линзами и прослоями суглинков и песков, аллювиального генезиса, залегающая выше пояса ракушнякав (шурфы № 4–6) и непосредственно толща ракушнякав (шурфы № 2, 3).

Таким образом, результатом рекогносцировочных исследований на местонахождении Дарвагчай-залив 1 явилось обнаружение четырех разновозрастных комплексов палеолитических артефактов.

Комплекс 1 представляет собой коллекцию предметов, собранных на склоне и распаханной части террасы, на территории, непосредственно примыкающей к памятнику. Отбирались все нуклевидные изделия, предметы с вторичной отделкой, а также сколы (целые и фрагменты), имеющие определяемые ударные площадки. В состав коллекции не были включены обломки и осколки, а также желваки и гальки с сомнительными сколами. В целом материалы данной коллекции составляют примерно 80% от всех экспонированных на поверхности изделий.

В качестве сырья для изготовления артефактов использовались кремневые песчаники и известняки в виде окатанных желваков, галек и их обломков. Поверхность изделий без изменений или слабо выветренная, покрыта розовато-красноватой или бежевой патиной, а в некоторых случаях толстой (до 1 мм) карбонатной коркой.

Коллекция состоит из 109 артефактов, в том числе нуклеусы – 29 экз., нуклевидные обломки – 3 экз., сколы – 72 экз. и обломки – 5 экз. (рис. 2; фиг. 1, 2).

На данном этапе исследования этой группы артефактов можно сделать несколько предварительных заключений. Преобладают изделия средних размеров, артефакты выполнены из однообразного сырья, имеют одинаковую степень сохранности поверхности и изготовлены в единой технической традиции. В целом коллекция имеет ярко выраженный мустьерский облик. Первичное расщепление представлено левалуаскими и одноплощадочными монофронтальными ядрищами параллельного принципа расщепления.

Выразительными сериями представлены удлиненные сколы и пластины. Среди остаточных площадок преобладают фасетированные и гладкие. Орудийный набор представлен в виде разнообразных скребел и

сколов с ретушью. Общий облик данной индустрии позволяет предварительно рассматривать ее в рамках финальной стадии среднего палеолита.

Комплекс 2 состоит из артефактов, собранных при обследовании территории пляжа (коллекция № 1), и археологических материалов с шурфа-врезки (коллекция № 2).

В качестве сырья для изготовления артефактов использовался кремнь, а также известняки и песчаники разной степени кремненности в виде окатанных желваков и галек. Поверхность абсолютного большинства изделий слабо выветренная, частично или полностью покрыта карбонатной коркой.

Коллекция № 1 (пляж) состоит из 94 артефактов, в том числе нуклеусы – 25 экз., нуклевидные обломки – 2 экз., сколы – 56 экз., обломки и осколки – 6 экз., плитки – 5 экз.

Коллекция № 2 (шурфа-врезка) состоит из 234 артефактов, в том числе нуклеусы – 23 экз., нуклевидные обломки – 5 экз., сколы – 175 экз., обломки и осколки – 26 экз., плитки – 5 экз. (рис. 2, фиг. 3–6).

Каменные артефакты с пляжа и из шурфа-врезки предварительно могут быть отнесены к единой индустрии. Обращает на себя внимание значительное количество нуклеусов (48 экз. – 15% от общего числа объединенной коллекции). Первичное расщепление представлено преимущественно монофронтальными одно- и двухплощадочными ядрищами, с которых скалывали массивные отщепы крупных и средних размеров. Пластинчатые сколы представлены единичными экземплярами. Ударные площадки в основном гладкие и естественные, фасетированные площадки встречаются крайне редко. Преобладают скребловидные орудия на плитках, обломках галек и массивных сколах, присутствуют выемчатые и зубчатые изделия. Небольшое количество сколов носит следы нерегулярной, краевой ретуши. Общий облик и характер залегания обнаруженных артефактов позволяет предварительно датировать их в рамках среднего палеолита. Следует отметить очень высокую концентрацию артефактов и то, что большинство их не несет следов изменения поверхности. В шурфах, расположенных выше линии ракушнякав и на верхней распаханной площадке, подобные артефакты не обнаружены. Это позволяет предположить, что не потревоженные склоновыми процессами осадконакопления археологические материалы могут быть расположены на участке, прилегающем к поясу ракушнякав.

Комплекс 3 состоит из артефактов, обнаруженных в галечно-гравийной толще, с линзами и прослоями суглинков и песков, аллювиального генезиса, составляющей отложения террасы выше пояса ракушнякав.

Сводная коллекция насчитывает 132 артефакта. Была разделена на две части: коллекция № 1 – артефакты, полученные из склоновой части отложений (24 экз.) (слои, расположенные параллельно склону – делювий), и коллекция № 2 – непосредственно

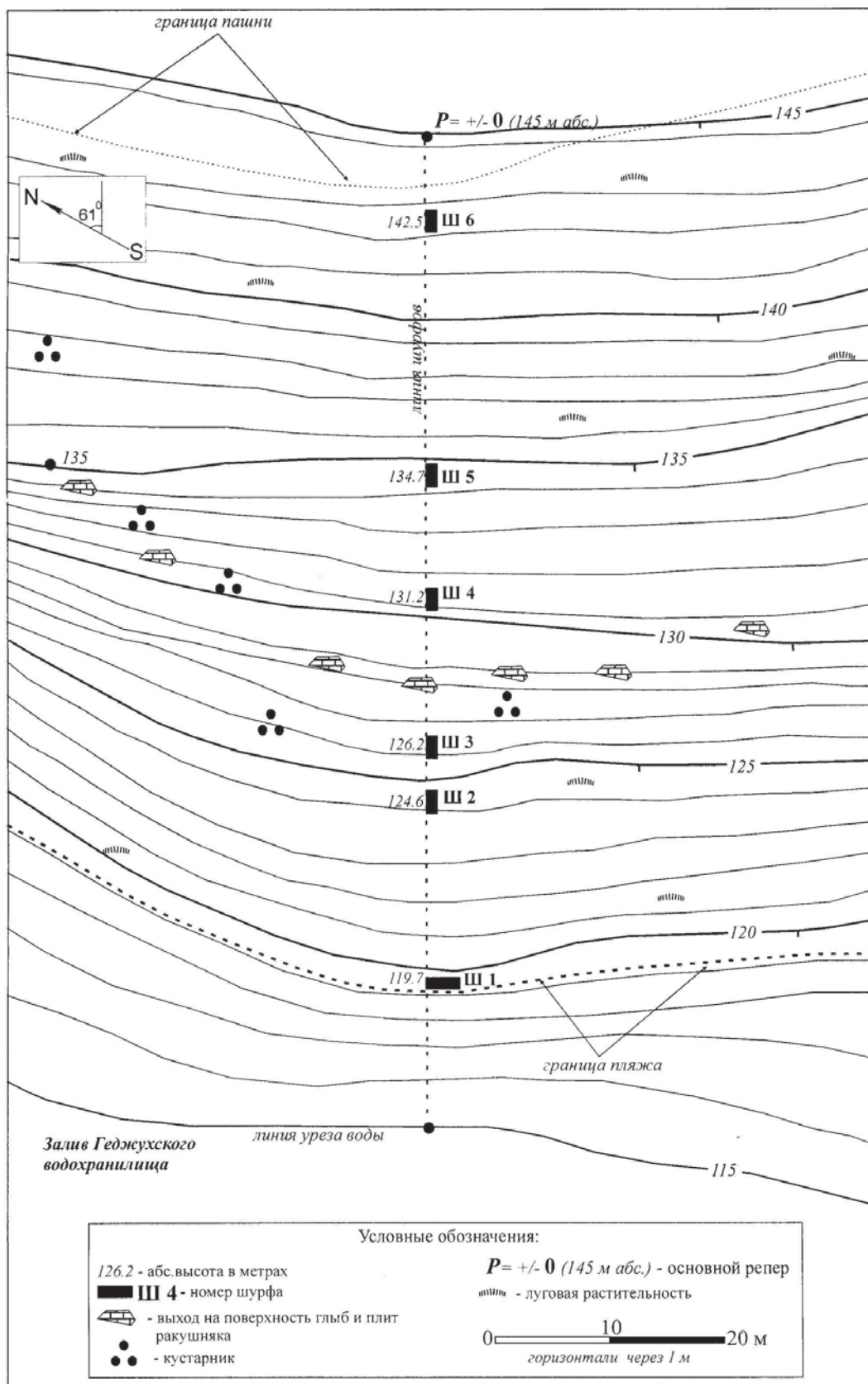


Рис. 1. Местонахождение Дарвагчай-залив-1.
Топографический план участка по линии закладки шурфов

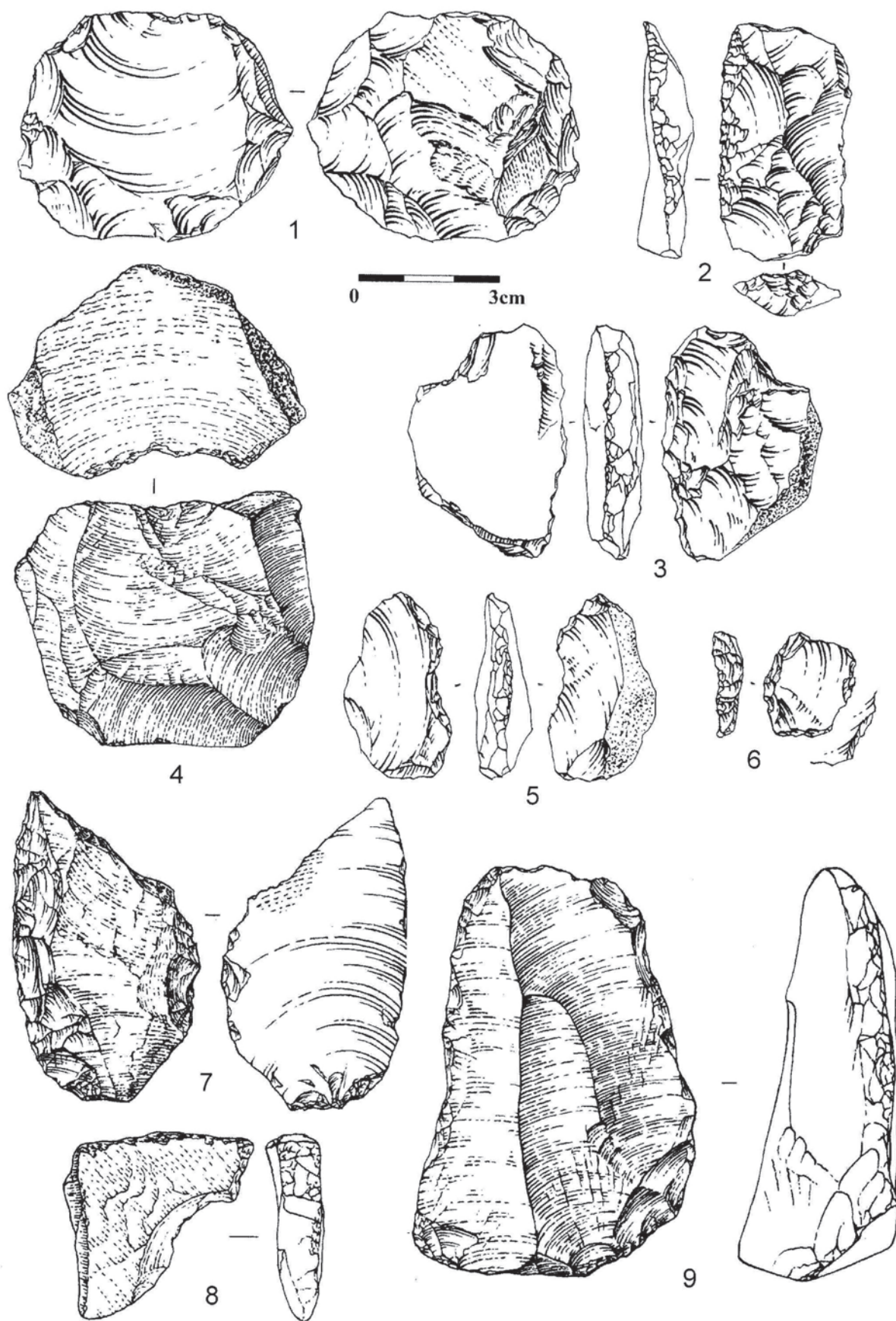


Рис. 2. Памятник Дарвагчай-залив-1. Каменный инвентарь: 1, 4 – нуклеусы; 2 – скребло-нож; 3, 9 – скребла; 5, 8 – выемчатые орудия; 6 – скребок; 7 – остроконечник

аллювиальные отложения, залегающие почти горизонтально (108 экз.)

Коллекция № 1 состоит из 24 артефактов, в том числе нуклеидные изделия – 5 экз., сколы – 8 экз., обломки и осколки – 8 экз., плитка, обломки галек – 2 экз. (рис. 2, фиг. 7).

Данные артефакты представляют собой смешанную группу. Хронологически большая часть предметов, по всей вероятности, близка с артефактами культурно-хронологического комплекса № 1.

Коллекция № 2 состоит из 108 артефактов, в том числе нуклеидные изделия – 10 экз., сколы – 37 экз., обломки и осколки – 42 экз., плитки – 11 экз., гальки и их обломки – 8 экз. (рис. 2, фиг. 8, 9).

Данная коллекция требует особого подхода и более детального изучения. В данный момент можно сделать лишь предварительные выводы.

Поверхность артефактов средне и слабо окатанная. Значительное количество изделий представлено в виде обломков и осколков средних и мелких размеров с элементами вторичной обработки. Немногочисленные сколы имеют массивные укороченные пропорции. Морфологически выраженных нуклеусов нет, система расщепления как таковая отсутствует. Для получения заготовок широко использовался прием дробления, вторичная отделка довольно примитивна. Среди орудий преобладают выемчатые, скребловидные и шиповидные изделия. В аналогичных отложениях (местонахождение Дарвагчай-карьер) ранее были выявлены несколько отщепов и ашельское рубило [1]. Характер залегания и степень сохранности поверхности артефактов позволяют предварительно отнести их к раннему палеолиту, возможно, к финальной стадии.

Комплекс 4 представляет собой небольшую группу (4 экз.) артефактов, полученных непосредственно из толщи ракушняков, в их числе нуклеус, скол и два обломка. Данные артефакты по условиям залегания

фиксируют наиболее ранний этап присутствия человека на данном местонахождении (ранний палеолит, предположительно позднебакинское время).

Таким образом, предварительные результаты исследований указывают, как минимум, на четыре культурно-хронологических этапа образования археологических материалов местонахождения Дарвагчай-залив 1.

Впервые на территории Дагестана обнаружен многослойный археологический памятник, где в четких стратифицированных условиях отложений нижнего, среднего и верхнего неоплейстоцена обнаружены комплексы палеолитических индустрий. Это дает уникальную возможность установить последовательность развития палеолитической культуры, этапы заселения предгорной части Дагестана, культурно-типологический облик палеолитических технокомплексов и палеоэкологические условия их существования.

Исследования выполнены по плану НИР. Программа («IX.81.1. Древнейшие миграционные процессы в Евразии: ландшафтно-экологические, технологические и культурные аспекты»), при поддержке РГНФ, проекты № 08-01-00321а, № 10-01-18105е и РФФИ № 10-06-00085-а.

Литература

1. Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Анойкин А.А. Первые находки ашельских рубил в Дагестане // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий (Материалы Годовой сессии Института археологии и этнографии СО РАН 2005 г.). Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2005. Т. XI, ч. I. С. 49–53.
2. Деревянко А.П., Зенин В.Н., Лецинский С.В., Кулик Н.А., Зенин И.В. Исследования раннего палеолита в Южном Дагестане // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2007. Т. XIII. С. 78–79.

ВЛИЯНИЕ ЛЕДНИКОВ, ПОДПРУДНЫХ БАССЕЙНОВ И ГИГАНТСКИХ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПАВОДКОВ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ОБСТАНОВКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА В ГОРАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ И В ПРЕДЕЛАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

И.Д. Зольников

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Западная Сибирь представляет собой территорию, для которой в позднем неоплейстоцене были характерны не только благоприятные, но также пессимальные, и даже кризисные палеоэкологические условия существования древнего человека. К неблагоприятным обстановкам можно отнести ледники Сибирского Севера и Горного Алтая, озерно-ледниковые

бассейны, возникавшие на юге Западно-Сибирской равнины при подпруживании стока рр. Оби и Енисея ледниковой плотинной на Карском шельфе, а также ледниково-подпрудные бассейны межгорных котловин. Гигантские гляциальные паводки с Горного Алтая, проходившие по долинам рр. Чуи, Катунь, Бии, Оби, представляли собой катастрофические события

не только для палеолитического человека, но и для всей четвертичной биоты, населявшей эти долины. Вместе с тем, до сих пор остаются дискуссионными области, которые указанные негативные обстановки охватывали на юге Западной Сибири, и время их существования.

Реконструкция сартанского (23–11 тыс. лет назад) ледникового покрова на севере и мансийского (того же возраста) подпрудно-ледникового озера на юге с отметками до +130 м над уровнем Мирового океана [1] превратила северную и центральную части Западно-Сибирской низменности в территорию малоперспективную для поиска палеолитических памятников. Во многом именно поэтому во второй половине XX в. поиск стоянок древнего человека каменного века был ориентирован на заведомо внеледниковую зону, т.е. самую южную часть региона. На Горном Алтае в конце XX в. активно развивались представления о гигантских гляциальных паводках, возникавших в результате прорыва ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах, выходы из которых в ходе оледенений перегораживались ледниковыми плотинами [2–5]. Возраст последнего оледенения Горного Алтая сопоставлялся с последним глобальным похолоданием МИС-2 и сартанским оледенением севера Западной Сибири. Поэтому долины и котловины Юго-Восточного Алтая стали считаться территорией, где маловероятно сохранение памятников древнее конца позднего палеолита. Известно, что основные усилия по научным исследованиям каменного века в горах юга Сибири на рубеже XX и XXI вв. оказались ориентированы на внеледниковую палеогеографическую зону Северо-Западного Алтая [6]. Таким образом, палеогеографические сценарии, доминировавшие в публикациях по четвертичной геологии региона, оказали непосредственное влияние на территориальную локализацию поиска палеолитических памятников.

Вместе с тем, со временем выяснилось, что целый ряд палеолитических памятников среднего палеолита оказался приуроченным к тем областям, которые рассматривались как неблагоприятные для поиска археологических объектов каменного века [7–9]. Это противоречие нашло свое объяснение в связи с ревизией стратиграфических и палеогеографических представлений о позднем неоплейстоцене Западно-Сибирской равнины [10, 11]. На основе большого фактического материала по радиоуглеродному и термолюминисцентному датированию было высказано мнение об отсутствии обширного сартанского ледникового покрова на севере Западной Сибири и соответствующего ему гигантского мансийского озера с отметками до +130 м на юге для хронологического интервала 23–11 тыс. лет назад. На приморских низменностях Сибирского Севера были получены фактически непрерывные ряды радиоуглеродных дат в надморенном комплексе субаэральных отложений от голоцена до запредельных. Эти данные свидетельствуют в пользу того, что последнее обширное оледе-

нение на побережье Карского моря в неоплейстоцене имело место в интервале 100–50 тыс. лет назад, а не 23–11 тыс. лет назад. Кроме того, в самых глубоких участках гипотетического мансийского палеоозера в предполагаемый максимум его развития были найдены кости крупных млекопитающих, захороненных в анатомической позиции, что исключает переотложение, а также стоянки палеолитического человека. Можно, конечно, допустить, что мамонты могли утонуть в озере, но древний человек вряд ли мог на дне мансийского палеоозера разжигать костры, которые оставили после себя угли, по которым впоследствии было проведено радиоуглеродное датирование. Таким образом, сформировалась концепция о том, что на севере Западно-Сибирской равнины максимум оледенения пришелся не на сартанский горизонт (srIII₄), соответствующий МИС-2, а на ермаковский горизонт (erIII₂), который, по-видимому, соответствует МИС-4 и холодным подстадиям МИС-5.

Новый палеогеографический сценарий предполагает отсутствие ледниковых и озерно-ледниковых обстановок, исключающих возможность расселения и проживания древнего человека на территории всей Западно-Сибирской низменности в каргинско-сартанский временной интервал, т.е. моложе 50–60 тыс. лет назад [7–12]. В соответствии с новыми представлениями об истории позднего неоплейстоцена Западной Сибири наибольшее площадное распространение оледенения как на севере (приморские низменности), так и на юге (горы Алтая) имело место в раннезырянское время (III₂). При этом подпрудные озера Карского ледникового покрова, по-видимому, не превышали +60 м [10]. Это существенно уменьшает перигляциальную область на юге Западно-Сибирской низменности даже в максимум ледниково-подпрудной озерной трансгрессии и оставляет обширные пространства пригодными для обитания позднечетвертичной наземной фауны. Следует отметить, что и не весь север был занят ледниковыми льдами и озерными водами. Южный край северного ледникового покрова располагался севернее современного устья Оби, находящегося в районе г. Салехард, а также севернее рр. Таз и Пур. Южнее полярного круга он заходил лопастью только в районе, примыкающем к правому берегу Енисея. Анализируя области современного рельефа с отметками выше +60 м, нетрудно заметить, что не затоплялись перигляциальным раннезырянским озером Сибирские Увалы и значительные территории, к ним примыкающие. Поэтому даже в максимум оледенения позднего неоплейстоцена участки суши, свободные ото льда и воды, а следовательно пригодные для обитания человека, достигали 65° северной широты и севернее.

В соответствии с последними данными [12], оледенения Сибирского Севера и Горного Алтая были синхронны. Однако палеогляциозона Юго-Восточного Алтая не распространялась ни в среднем, ни в позднем неоплейстоцене на значительную часть

долин Чуи и Катуня. Чуя от устья р. Бельгибаш до слияния с Катунью и Катунь в среднем и нижнем своем течении являются областью распространения средних террас с высотами до 60 м от уреза воды. Цоколь этих террас сложен сальджарской толщей, которая сформировалась за счет гляциальных суперпаводков около 50–60 тыс. лет назад. Субстративный аллювий слагает площадки средних террас на глубину не более 5–6 м. Борты долин и бровки террас обычно покрыты деллювиально-пролювиальным шлейфом сартанского возраста. На площадках средних террас встречаются изделия технологии леваллуа [9].

На дне Чуйской котловины имеются достаточно представительные археологические памятники, часть из которых имеет позднепалеолитический, а часть – среднепалеолитический возраст [13]. Это свидетельствует о том, что подпрудное Чуйское палеозеро в последний раз осушилось в досартанское время (раньше 30 тыс. лет назад). Массовое датирование маломощного (до 0,5 м) покровного комплекса на поверхности средних террас рр. Чуи и Катуня современными термолюминисцентным и радиоуглеродным методами [14] показало позднекаргинско-сартанский возраст лессовидных суглинков и супесей, покрывающих субстративный аллювий средних террас. Все это говорит о том, что в каргинско-сартанское время происходил врез магистральных рек Юго-Восточного Алтая в толщу, отложенную гляциальными суперпаводками. Не исключено, что определенную роль в эрозионной деятельности рек сыграли локальные паводки, связанные с прорывами цунговых и завальных бассейнов [5]. Однако эти паводки не могли претендовать на роль региональных катастроф, т.к. не достигали по полноводности и уровню затопления долин суперпаводков раннезырянского времени. Поэтому каргинско-сартанское время в долинах рр. Чуи и Катуня следует считать в целом вполне благоприятным для обитания палеолитического человека.

Эпоха деградации горных и равнинных ледников Западной Сибири в позднеермаковское время (около 50–60 тысяч лет назад) являлась наиболее критической для древнего человека. Освобождение территории ото льда, осушение обширных подпрудных водоемов и обнажение незакрепленных растительностью озерных илов приводило в условиях климатического перелома и интенсификации эоловых процессов к мощным пылевым бурям. Непосредственно гигантские паводки с гор Алтая затапливали долину Верхней Оби до отметок 50–60 м и сбрасывали воды через межувальные ложбины стока на Обь-Иртышский низменный водораздел. Резкая смена климата и мощные экзогенные преобразования приводили не к перестройке, а к резкой трансформации экосистем, что не могло не сказаться на экологической нише и ареале проживания палеолитического человека. Вместе с тем, после этой кризисной эпохи, отражающей перелом от последнего регионального оледенения к межледниковью, климатические колебания и трансформации ландшафтов

имели более постепенный и менее масштабный характер. Безусловно, циклические колебания границ ландшафтных зон, обусловленные палеоклиматическими изменениями, имели место, но они уже не были столь контрастными, а порой и катастрофическими, как в раннезырянское позднеледниковье.

В связи с вышеизложенным, территория Западной Сибири в позднем неоплейстоцене представляется в значительной степени более пригодной для расселения и существования древнего человека, нежели это постулировалось ранее [1]. Наиболее жесткие ограничения на возможный ареал распространения наземной фауны накладывались в интервал около 90–60 тыс. лет назад. Однако и тогда существовала возможность проникновения человека вплоть до полярного круга и проживания его на возвышенностях, примыкающим к Сибирским Увалам. К этому же времени приурочены катастрофические сбросы ледниково-подпрудных вод с Горного Алтая по долинам рр. Катуня, Бии, Оби, а также через систему межувальных ложбин стока в Кулундинскую и Барабинскую низменности. В результате там формировалась область постепенно усыхающих бессточных озер, которые, однако, никогда не занимали весь юг Западной Сибири настолько, насколько это предполагалось ранее [1]. Что касается Горного Алтая, то долины рр. Чуи и Катуня, считавшиеся ранее малоперспективными для поиска палеолитических памятников, как минимум, последние 50 тыс. лет являлись территорией, не закрытой для расселения древнего человека. Таким образом, можно сделать вывод о том, что Западная Сибирь как в горной ее части, так и на равнине, представляет собой регион, вполне перспективный для поиска археологических памятников не только позднего, но, как минимум, и среднего палеолита вплоть до широты полярного круга и даже севернее.

Литература

1. *Архитов С.А., Астахов В.И., Волков И.А., Волкова В.С., Панычев В.А.* Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.
2. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
3. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.
4. *Барышников Г.Я., Малолетко А.М.* Археологические памятники Алтая глазами геологов. Барнаул: Изд-во АГУ. 1998. Ч. 2. 297 с.
5. *Русанов Г.Г.* Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2007. 164 с.
6. *Деревянко А.П., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф. и др.* Археология, геология и палеогеография плейстоцена и голоцена Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998. 176 с.

7. Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Орлова Л.А., Зенин В.Н. Палеогеография Западно-Сибирской равнины во время максимума сартанского оледенения (в связи с находками мамонтов и палеолитических памятников) // ДАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 542–544.
8. Зенин В.Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4(12). С. 22–44.
9. Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А., Челваков Л.М. К вопросу о стратиграфическом положении палеолитических памятников вдоль Чуйского тракта в долинах Чуи и Катунь // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2007. Т. 13. С. 149–155.
10. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2009. № 69. С. 8–24.
11. Зольников И.Д., Гуськов С.А., Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К. Ведущие факторы морфолитогенеза в позднечетвертичной истории Западной Сибири // Геология и геофизика. 2003. № 5 С. 491–495.
12. Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2009. № 69. С. 59–70.
13. Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 113 с.
14. Lehmkuhl F., Zander A., Frechen M. Luminiscence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southen Siberia) // Quaternary Geochronology. 2006. P. 1–7.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ МАЙМИНСКОГО РАЗРЕЗА В СВЯЗИ С ОБСТАНОВКАМИ СУЩЕСТВОВАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

И.Д. Зольников^{1,3}, Я.В. Кузьмин¹, С.А. Гуськов^{2,3}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики, г. Новосибирск, Россия

³ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Майминский вал привлекает особое внимание исследователей четвертичных отложений в нижнем течении р. Катунь на Горном Алтае. Он расположен поперек устья р. Майма – правого притока р. Катунь у ее выхода из гор. Этот вал получил название «майминская морена» в результате рекогносцировочных работ начала XX в. Основой генетической диагностики отложений данного района послужили особенности рельефа – собственно наличие валообразного поднятия, а также находки крупных валунов и глыб на его поверхности. Впоследствии многие исследователи приняли точку зрения классиков российской четвертичной геологии (Обручева, Щукиной и др.), посчитав ледниковый генезис Майминского вала очевидным и не нуждающимся в обосновании. Более того, «конечная майминская морена» вошла как стратотип ледниковых отложений нижнего плейстоцена в региональную стратиграфическую схему Алтае-Саянской области [1]. Работами целого ряда авторов [2–5 и мн. др.] было показано, что в составе Майминского вала нет гляциальных диамиктонов, но присутствуют отложения с четко выраженной слоистостью флювиального типа: валунно-галечники с глыбами, дресвяники, пески. По геолого-геоморфологическим наблюдениям, Майминский вал представляет собой останец высокой террасы р. Катунь, который подрезан р. Катунь с одной стороны и р. Майма – с другой [2: 137].

Полученные данные укладываются в современную концепцию четвертичного морфолитогенеза

[6–10 и мн. др.], которая развивалась на Горном Алтае в последней трети XX в. Согласно ей, отложения, слагающие средние и высокие террасы в долинах рр. Чуя и Катунь, образовались в результате неоднократных катастрофических сбросов воды из подпрудных озер вследствие разрушения ледниковых плотин в «горловинах» межгорных Чуйской, Курайской и Уймонской котловин. При этом ининская толща, слагающая цоколь высоких (до 300 м от уреза воды современных рек) террас, сопоставляется со средним неоплейстоценом, а сальджарская толща, слагающая цоколь средних (до 60 м от уровня воды) террас – с верхним неоплейстоценом [5, 11]. Однако по поводу возраста сальджарской толщи, которая соответствует последним гигантским гляциальным паводкам неоплейстоцена, до сих пор имеются разночтения. Большинство современных исследователей [4, 6, 7, 10] придерживаются представлений о сартанском возрасте последних катастрофических потоков в долине Нижней Катунь. Такие представления о возрасте последнего оледенения и связанных с ним гигантских паводков привели к совершенно определенной практической рекомендации для археологов: «Поиск поселений старше 25 тысяч лет по основным долинам рек Алтая не может быть успешным. Такие находки возможны лишь за пределами действия катастрофического водного потока» [8: 114]. Однако этот вывод противоречит фактическим данным о том, что в Чуйской котловине, а также на площадках средних

террас рр. Чуи и Катунь встречается более десятка памятников среднего палеолита с элементами технологии левалуа [12, 13], возраст которых на Горном Алтае оценивается не моложе 30 тыс. л.н. [14, 15]. Изучение майминского разреза позволило снять это противоречие.

Разрез расположен на правом берегу р. Катунь, на Чуйском тракте (51°56'15.3" с.ш., 85°50'26.54" в.д.). обнажение приурочено к придорожной выработке, прорезающей верхнюю часть 30-метровой террасы (комплекс средних террас) недалеко от ее тылового шва, примыкающего к 80-метровому тектоническому уступу, сложенному коренными палеозойскими породами. В 300 м к югу находится строительный карьер, в котором описан разрез [5: 152–153], где на протяжении 12 м по вертикали вскрыты сверху вниз валунно-галечники (мощность 8 м) и толща валунов с глыбами (видимая мощность до 4 м). Генезис этих отложений интерпретируется как суперпаводковый. Бровка строительного карьера находится всего на 2–3 м ниже основания описываемого ниже придорожного разреза. Таким образом, обсуждаемый разрез придорожной выемки сложен отложениями, непосредственно перекрывающими сальджарскую суперпаводковую толщу.

Поскольку карьер обновляется, то в разные годы вскрываются разные сечения, несколько отличающиеся в нижней своей части. Описание разреза 2006 г. с полевой диагностикой генезиса на основе макровизуальных признаков приведено в работе [5], и поэтому детально характеризовать его здесь нецелесообразно.

В разрезе 2007 г. сверху вниз от бровки вскрываются:

1) 0,0–0,7 м. Современная темно-серая почва. Гумусовый горизонт А толщиной 0,3 м. Горизонт В – серо-бурый алеврит толщиной 0,4 м. Мощность – 0,7 м.

2) 0,7–1,0 м. Палево-бурый алевропесок лессовидный неслоистый. Наблюдаются субгоризонтальные рыжие тонкие полосы. Мощность – 0,3 м.

3) 1,0–1,1 м. Светло-коричневая супесчанистая палеопочва с затеками в нижней части. Горизонт А толщиной 4 см. Горизонт В меняется по толщине от 5 до 8 см. Мощность – 0,1 м.

4) 1,1–1,8 м. Палево-бурый пылеватый неслоистый алевропесок. Лесс. Мощность 0,7 м.

5) 1,8–2,1 м. Переслаивание палево-бурого алевропеска и песка алевритистого тонко-, мелкозернистого. Делювий. Мощность 0,3 м.

6) 2,1–3,3 м. Палево-бурый неслоистый алевропесок. В нижней части (с глубины 3,0 м) появляются гумусированные прослои и пятна. Лесс. Мощность 1,2 м.

7) 3,3–3,7 м. Коричневая суглинистая палеопочва. Наблюдается пятнистость и полосчатость, обусловленная солифлюкционным преобразованием. Мощность 0,4 м.

8) 3,7–4,7 м. Серо-бурый гумусированный солифлюкционно-преобразованный суглинок, с включениями песков и глин из слоев 10–11. Нижняя граница нечеткая, неровная, с затеками и дислокациями. Солифлюксий. Мощность 1,0 м.

9) 4,7–5,6 м. Негумусированная бурая солифлюкционно-преобразованная супесь с отторженцами песков и глин. Нижняя граница нечеткая, дислоцированная. Солифлюксий. Мощность 0,9 м. На глубине 4,75–4,90 м встречены обломки костей благородного оленя (*Cervus elaphus* L.).

10) 5,6–6,0 м. Светло-серый песок крупно- и среднезернистый с редким гравием. Аллювий. Мощность 0,4 м.

11) 6,0–6,7 м. Рыже-коричневая с белесоватыми прослойками глина. Аллювий. Видимая мощность около 0,7 м.

В слое 9 обнаружены кости млекопитающего – благородного оленя. Следует отметить, что обломки костей примерно на том же уровне были встречены и при работах в 2006 г. Хрупкость костных остатков, достаточно хорошая их сохранность и локализация в определенной части обнажения свидетельствуют о недалеком солифлюкционном переотложении от места первоначального захоронения (по всей вероятности, из слоев 9–11). ¹⁴C датирование проводилось по коллагену, выделенному из костного материала по методике Л.Д. Сулержицкого; затем коллаген был обуглен. Получение углерода для датирования методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) было проведено по стандартной методике [16]. Измерение ¹⁴C возраста проведено на AMS-приборе Университета Аризоны (Тусон, США). Получена ¹⁴C дата более 37200 л.н. (AA-79789). Эта новая дата имеет ключевое значение для решения вопроса о возрасте последних гляциальных суперпаводков в долинах рр. Чуи и Катунь, поскольку «прижимает» сверху возрастную границу сальджарской толщи.

На территории Юго-Восточного Алтая количество радиоуглеродных дат, превышающих по возрасту голоцен, очень мало. Поэтому каждая дата древнее 11 тысяч лет является весьма существенной для палеогеографических и стратиграфических реконструкций. Именно многочисленность голоценовых дат из отложений, перекрывающих гляциокомплексы и комплексы гляциальных суперпаводков цоколя средних террас, в значительной мере предопределила мнение многих исследователей о сартанском (МИС-2) генезисе последних ледниковых подпруд и катастрофических паводков, возникавших при их прорыве. Однако последнее время массив радиоуглеродных дат с возрастом древнее голоцена постепенно наращивается. Новая ¹⁴C дата получена в долине р. Тургунь к западу от пос. Курай [17] по древесине из аллювиальных отложений, перекрывающих суперпаводковую толщу: 20 750±220 л.н. (СОАН-4971). Это означает, что озеро существовало в досартанское время, а в сартанское время было уже осушено. ¹⁴C дата 32 190±2 600 л.н. (Beta-137035) получена

по растительным остаткам из палевых пылевых суглинков в разрезе на р. Арталук в 4 км к северу от пос. Курай [18]. По мнению П.С. Бородавко, она характеризует возраст озерных осадков, однако отсутствие слоистости позволяет нам интерпретировать отложения как субаэральный покров, залегающий на отложениях последнего ледниково-подпрудного озера Курайской межгорной котловины. Таким образом, эта ^{14}C дата, по нашему мнению, указывает на то, что данное ледниково-подпрудное озеро осушилось ранее 32 200 л.н.

Показательными являются две другие ^{14}C даты по диагенетическим карбонатам из алевроитов вторично-подпрудного бассейна в долине р. Иня, в 3 км выше ее впадения в р. Катунь: 23 350±400 л.н. (СОАН-2239) и 22 275±370 л.н. (СОАН-2240) [4]. Эти данные свидетельствуют о времени осушения вторично-подпрудного озера, возникшего в результате блокирования приустьевых участков р. Иня селевыми накоплениями последнего гляциального паводка. Таким образом, судя по ^{14}C датам, последний гигантский паводок имел место в досартанское время. Наконец, непосредственно в районе Майминского вала под толщей палевых неслоистых пылевых песков мощностью 5 м в кровле горизонтально-слоистых разнозернистых песков по костям мамонта получена ^{14}C дата 28 730±995 л.н. (СОАН-2301) [4]. Перекрывающие местонахождение фауны пылевые пески Г.Я. Барышников считает отложениями гляциального паводка и, соответственно, датирует его сартанским интервалом. Мы предполагаем субаэрально-покровный генезис обсуждавшихся выше палево-серых неслоистых пылевых песков, перекрывающих аллювиальные слоистые разнозернистые пески Майминского вала, в кровле которых найдены кости мамонта. Таким образом, сальджарская толща (а следовательно, и последние гляциальные паводки), не моложе, а древнее 28 730 л.н. И, наконец, дата, впервые публикуемая в этой статье? – более 37 200 л.н. (АА-79789) – также свидетельствует о том, что отложения последних гляциальных суперпаводков сформировались не только в досартанскую, но даже в докаргинскую эпоху, т.е. в раннезырянское время, около 60–50 тысяч лет назад.

Таким образом, для палеолитического человека в низовьях, а фактически и на всем протяжении Катунь и Чуи время позже 50–60 тысяч лет назад (каргинско-сартанский интервал) являлось достаточно благоприятным для расселения и проживания.

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. И.В. Фороновой (ИГМ СО РАН) за палеонтологическое определение ископаемых остатков. ^{14}C -датирование поддержано грантом U.S. NSF № EAR04-48461.

Литература

1. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе

- Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснит. записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. Л.: Межвед. стратигр. комитет СССР, 1983. 84 с.
- Дубинкин С.Ф. Новые данные о «майминской» морене Горного Алтая // Советская геология. 1961. № 1. С. 133–137.
 - Дубинкин С.Ф., Адаменко О.М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1968. С. 65–72.
 - Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое. Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
 - Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 182 с.
 - Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
 - Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.
 - Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Барнаул: Изд-во АГУ. 1998. Ч. 2. 297 с.
 - Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломанско-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
 - Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2007. 164 с.
 - Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.
 - Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 113 с.
 - Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А., Челваков Л.М. К вопросу о стратиграфическом положении палеолитических памятников вдоль Чуйского тракта в долинах Чуи и Катунь // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2007. Т. 13. С. 149–155.
 - Деревянко А.П. Переход от среднего к позднему палеолиту на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. № 3 (7). С. 70–103.
 - Vasil'ev S.A., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Dementiev V.N. Radiocarbon-based chronology of the Paleolithic in Siberia and its relevance to the peopling of the New World // Radiocarbon. 2002. Vol. 44, № 2. P. 503–530.
 - Kuzmin Y.V., Burr G.S., Jull A.J.T., Sulerzhitsky L.D. AMS ^{14}C age of the Upper Palaeolithic skeletons from Sungir site, Central Russian Plain // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B. 2004. Vol. 223–224. P. 731–734.
 - Высоцкий Е.М. К возрасту формирования рельефа приустьевой части Курайской впадины (Горный Алтай) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 137–138.
 - Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене: Дис. ... канд. геогр. наук. Томск: ТГУ, 2003. 161 с.

ПРОЯВЛЕНИЯ АГРЕССИВНО-ОБОРОНИТЕЛЬНОГО ПОВЕДЕНИЯ У ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *BISON* НА ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ

Б.Ю. Кассал

Омский государственный педагогический университет, г. Омск, Россия

Открытие палеолитического искусства, представленного главным образом наскальными рисунками в Западной Европе, в свое время явилось настоящей сенсацией. Считается, что большая часть скульптурных и живописных изображений животных на каменных плитках, скалах и стенах палеолитических пещер служила магическим целям охотничьего овладения. Магическое претворение мечты в действительность выражалось образами изобразительного искусства, на полу пещер в следах обрядового действия, изображавшего желаемое как реально свершившееся, а также – в найденных скульптурных изображениях животных со следами преднамеренных ударов копьями и дротиками. Художественный образ, внешняя форма предмета для первобытного человека были такой же реальностью, как сам предмет. Когда художник палеолита рисовал на скале животное, он рисовал реальное животное. Для него мир вымысла и искусства еще не был самостоятельной областью, отделенной от эмпирически воспринимаемой действительности. Он еще не противостоял, не разделял эти сферы, но видел в одной прямое продолжение другой. Поэтому произведения искусства передают только то, что видел художник палеолита, а потому являются отображением реальной действительности того времени. И если художник палеолита видел животное в определенной позе, он воспроизводил эту позу на своем рисунке с документальной точностью.

Целью работы является выявление этологической информативности палеолитических изображений проявления агрессивного-оборонительного поведения у представителей рода *Bison*. Основой для сравнительного анализа послужили изображения, имеющие наибольшее распространение в искусствоведческих публикациях. В качестве иллюстративного материала использована лишь незначительная часть известных изображений представителей рода *Bison*. Рисунки выполнены палеолитическими художниками в разной манере и в различной технике, рисунки объектов и графическая интерпретация большей части их фотографий выполнены автором, однако искусствоведческий анализ не является предметом нашего исследования, поэтому в целях унификации разноплановых изображений сделана их контурная прорисовка, они приведены к единому масштабу и развернуты в одном направлении (см. рис. 1).

В работах подавляющего большинства интерпретаторов палеолитического искусства большинство изображений представителей рода *Bison* трактуется

не более чем «...изображение бизона», без какой-либо зоологической детализации, а нередко и с ошибочными комментариями. Поэтому зоологическая идентификация изображений палеолитического искусства проводилась нами с учетом того, что вид очень полиморфен. В качестве обязательного следует отметить, что подавляющее большинство изображений бизонов обоих полов демонстрирует животных хорошо откормленных с густым шерстным покровом, что делает их корпуса массивными, а бока гладкими, – такое состояние характерно для бизонов в осеннее-зимнее время, после завершения осенней линьки; но есть малое количество изображений бизонов отощавших и с коротким (вылинявшим) шерстным покровом, что характерно для животных в весеннее-летнее время, а также хорошо упитанных бизонов, но с короткой шерстью, что характерно для животных в конце лета, до наступления осенней линьки.

В качестве моделируемой добычи палеолитический человек обычно изображал хорошо отъевшихся к началу зимних холодов, жирных и гладких бизонов всех возрастных групп, хотя для употребления в пищу предпочтительнее были молодые самки, обладающие наиболее качественным мясом. С приближением к ним охотника они принимали ориентировочную позу, разворачиваясь к нему боком и широко открывая глаза, готовые распознать опасность (фрагменты полихромных росписей на главной стене в пещере Нио, Франция); поза взрослых самцов столь же узнаваема, но степень ее напряженности меньше, и они даже могут слегка угрожать, что проявляется в опускании головы или приподнимании хвоста (рисунок из Фон де Гом, Дордонь, Южная Франция; гравировка в гроте Ла Грез, Дордонь, Франция), хотя эти элементы движений сами по себе не являются определяющими; после распознавания угрозы они разворачивались на сближенных вместе задних конечностях, перебирая передними, и бросались прочь от источника опасности (рисунок из пещеры Нио, Франция; фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания). В отличие от пугливых молодых самок, старые самцы относительно спокойно подпускали к себе охотников, если только не имели непосредственного негативного опыта от предыдущих встреч с ними. Из-за чрезмерно массивной шеи ожиревшие самцы бизонов осматривались, либо разворачиваясь всем корпусом к объекту рассмотрения, либо кося глазами. Их ровно поставленные ноги свидетельствуют об от-

носителем спокойствия этих животных (рисунок из пещеры Бернифаль, Франция; фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания).

Конфигурация спины и степень развитости мышц плечевого пояса свидетельствуют о половой принадлежности бизона, что неизменно отражалось в рисунках палеолитических художников, для которых агрессивный самец представлял реальную опасность и помеху во время охоты на членов возглавляемого им стада. При том, что рецессивный самец, четко знающий свое иерархическое место в стаде, интересуется преимущественно собственной безопасностью, да еще и полагается на обеспечивающих общую безопасность доминантных самцов, самцам-вожакам приходится заботиться о безопасности всего стада, проявляя повышенную внимательность к происходящему. Необходимость осматриваться поверх всего стада формирует характерную позу животного, деталями которой являются поднятая голова, а при наличии привлекающего внимание объекта, представляющего потенциальную опасность, еще и вытянутый вперед корпус, отставленные назад ноги и заведенный вверх хвост (гравированное изображение из пещеры Пернон-Пер, Жиронда, Франция; гравировка в гроте Ла Грез, Дордонь, Франция).

Доминирующий самец устрашает противника ревом. В момент вокализации для облегчения движения диафрагмы тазовые конечности бизона располагаются прямо и напряжены, а положение головы таково, что открытый рот вместе с глоткой и трахеей составляет прямую линию, обеспечивающую трубное звучание голоса (фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания; гравировка в гроте Ла Грез, Дордонь, Франция).

С усилением степени агрессивности самец бизона может продолжать издавать рев, но в совокупности с поднятой головой и хвостом его поза воспринимается другими бизонами, палеолитическим художником и охотниками уже не как предупреждение, а как прямой вызов: животное готово напасть на противника. Несколько отставленные назад ноги обеспечивают свободное движение мышц брюшного пресса и диафрагмы, что компенсирует изгиб воздухоносных путей, образующийся при поднятии головы вверх (фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания; рисунок из пещеры Фом де Гом, Дордонь, Южная Франция).

С усилением опасности и нарастанием агрессивности доминирующего самца, приходящего в состояние возбуждения, он перестает реветь и начинает рыть землю грудной конечностью, наклоняет голову и угрожает противнику рогами (фрагмент композиции из пещеры Фом де Гом, Дордонь, Южная Франция; гравюра на скале, Пеш-Мерль, Франция). При этом мышцы шеи готового атаковать доминантного самца

бизона напряжены, а морда подведена к груди, тогда как угрожающий рецессивный бизон, выбирающий между атакой и бегством и более склоняющийся к бегству, тоже опускает голову вниз, но мышцы шеи его расслаблены, а морда вытянута вперед. Центр тяжести тела бизона-самца располагается на вертикальной линии, проходящей через плечевой пояс и передние конечности. При вытянутой вперед шее голова должна была опускаться вниз, чтобы животное сохраняло равновесие. Поза неуверенности формируется не только положением головы и шеи, но и положением хвоста и напряженных конечностей (фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания; один из пяти рисунков бизонов, главная стена пещеры Нио, Франция). Бизон, более склоняющийся к активной обороне, выглядит более сгруппированным, подбирая под себя грудные и, особенно, тазовые конечности таким образом, чтобы при контратаке обеспечить надежную опору при скачке вперед; готовность к контратаке усиливается напряженными мышцами шеи, прижатой к груди мордой и выставленными вперед рогами. Эта поза характерна не только для взрослых, но и для молодых бизонов (фрагменты полихромного ансамбля левой и центральной частей Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания).

Достигший наивысшей степени агрессии самец бизона выражает готовность перейти в атаку, при этом его голова и шея выглядят буквально впрессованными в плечи, тело напряжено, а хвост отставлен назад или вверх (фрагмент полихромного ансамбля левой части Большого плафона пещеры Альтамира, Сантандер, Испания; гравированное изображение из пещеры Ляско, Франция). Далее следует атака на противника, с приближением к которому бизон опускает голову так, чтобы его рога были направлены остриями вперед (гравированное изображение из пещеры Ляско, Франция; подстилающий рисунок из пещеры Альтамира, Сантандер, Испания).

Таким образом, широко известные палеолитические изображения представителей рода *Bison* демонстрируют весь спектр поз, характеризующих различные эмоциональные состояния животных в сочетании проявлений агрессии и страха. Следовательно, все перечисленные дискретные позы бизона можно охарактеризовать с учетом двух параметров – агрессивности и страха. Из-за этого выстроить единую линейную неветвящуюся последовательность развития коммуникативных поз у бизона не удастся. Поскольку в коммуникативных позах присутствует выражение по меньшей мере двух взаимодополняемых эмоций, логично рассмотреть последовательность изменения коммуникативных поз в двухмерной системе координат, когда по вертикальной оси (снизу вверх) происходит усиление страха, а по горизонтальной (слева направо) нарастает агрессивность бизона. Путем сопоставления палеолитических изображений представителей рода *Bison*

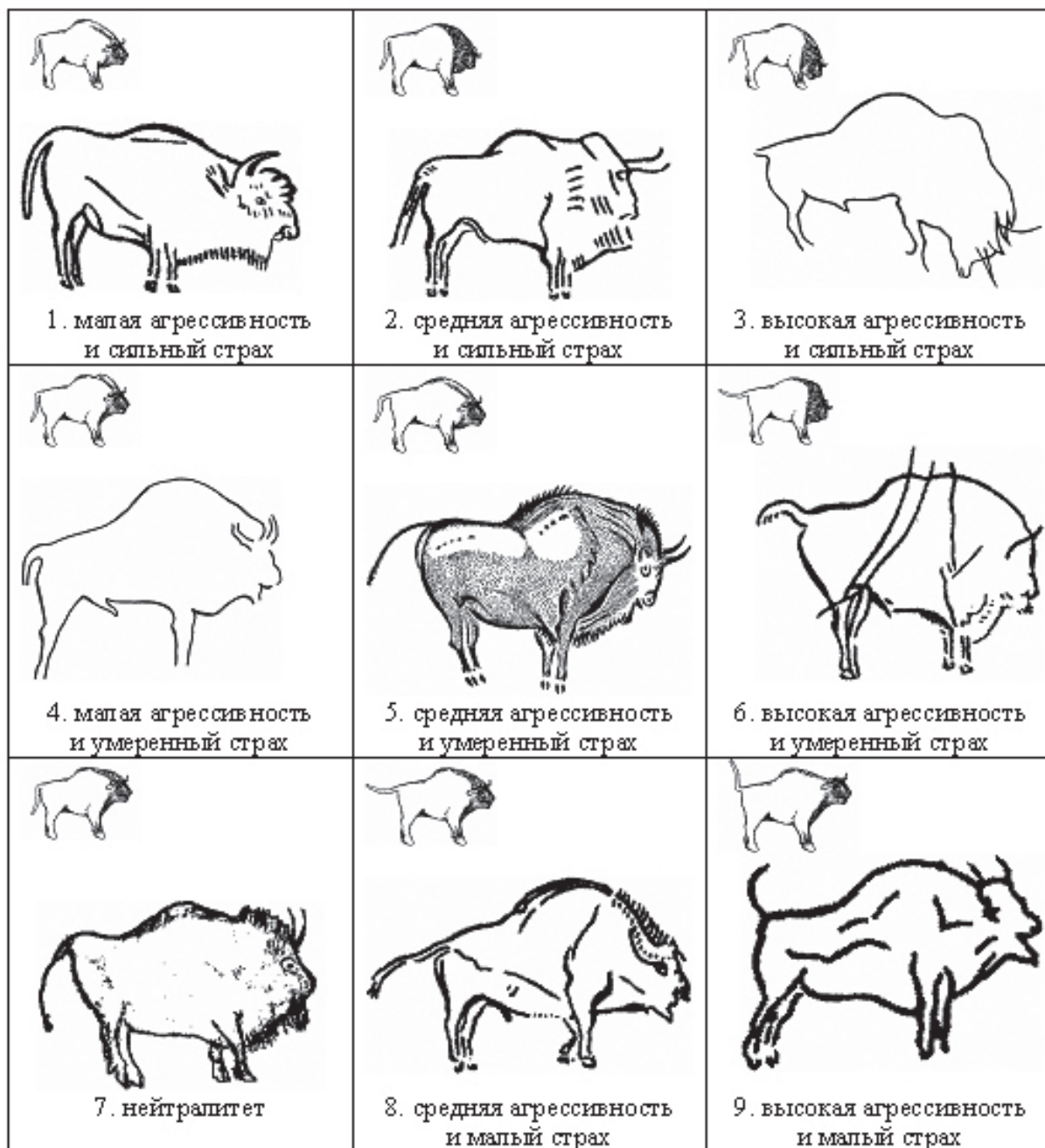


Рис. 1. Сопоставление рисунков художников палеолита (из разных источников, приведены к единому масштабу) с воссозданными коммуникативными позами самца *Bison* sp. (авт.)

между собой и с известными коммуникативными позами современных представителей рода, возможно построение определенных этологических последовательностей. Принятая в этологии «матрица 3²» (из сочетаний трех состояний агрессии и трех состояний страха) представлена девятью дискретными позами, являющимися характерными в последовательной сменяемости эмоциональных состояний в поведении бизона при проявлении оборонительно-агрессивного состояния.

При этом каждой позе соответствует определенная степень страха и агрессии, кроме того, она имеет определенный смысл и используется бизонами в

определенной ситуации (рис. 1). Поза 1 говорит о сильном страхе и малом уровне агрессии, при этом шея бизона расслаблена, голова опущена вниз, а тазовые конечности сближены для облегчения разворота на них и бегства. Поза 2 выражает среднюю агрессивность и сильный страх: бизон не готов бежать, но не готов и нападать, он выжидает, слегка вжав голову в плечи и выставив вперед рога. Поза 3 указывает на сильный страх и высокую агрессивность, когда бизон переходит к глухой обороне, подставляя противнику опущенную голову с выставленными вперед рогами и холку, при этом будучи совершенно не готов к нападению, поскольку видит только землю у себя под

ногами. Поза 4 свидетельствует о малой агрессивности при умеренном страхе животного, когда тело животного напряжено, но в такой позе бизон скорее будет безадресно реветь, нежели целеустремленно искать и сближаться с противником.

Поза 5 свидетельствует о средней агрессивности при умеренно выраженном страхе, и в такой позе бизон уже готов сделать бросок вперед, сблизив для прыжка все четыре конечности. Поза 6 свидетельствует о высокой агрессивности при умеренном страхе, выражая готовность как для нанесения, так и для принятия удара противника, а о степени агрессивного возбуждения свидетельствует задранный вверх хвост. Поза 7, поза внимания, свидетельствует о нейтралитете, в которой бизон спокойно осматривается. Поза 8 говорит о слабом страхе и средней степени агрессии, когда все тело, от носа до хвоста, вытянуто и на-

пряжено, а передняя конечность роет землю. Поза 9 свидетельствует о слабом страхе и высокой агрессивности: ревом соперник вызывается на поединок, тело напряжено и хвост задран, и остается лишь сорваться с места в галоп, пригнув голову рогами вперед, чтобы нанести противнику удар.

Таким образом, отдельные палеолитические изображения представителей рода *Bison* могут трактоваться как изображения дискретных поз, являющиеся характерными в процессе проявления агрессивного оборонительного поведения. При этом каждой позе соответствует определенное сочетание различных степеней проявления агрессии и страха. Оборонительное поведение плейстоценовых представителей рода *Bison* разнообразно и включает около десятка типичных поз, которые зависят от сочетания различных выражений страха и агрессивности животного.

НОВЫЕ ДАТИРОВКИ АРТЕФАКТОВ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА В ТУНКИНСКОЙ РИФТОВОЙ ДОЛИНЕ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

А.С. Козырев¹, И.А. Филинов¹, А.А. Щетников¹, А.М. Клементьев², А.В. Сизов¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

Местонахождение ископаемой культуры Большой Зангисан, расположенное на левобережье приустьевой части одноименной реки в подножье Ниловской междупадинной перемычки Тункинского рифта, было открыто в 1983 г. М.Ю. Семиным и А.Б. Федоренко [1, 2]. В 2005 г. разрез был опробован на палинологический анализ [3]. До настоящего времени данные о его датировании физическими методами в литературе отсутствовали, равно как и о датировании других многочисленных археологических местонахождений в Тункинской рифтовой долине. На сегодняшний день в пределах Тункинского района – это единственный археологический объект верхнеплейстоценового возраста со значительной концентрацией артефактов и четкой стратиграфической привязкой к вмещающим образованиям. По материалам раскопок 1980-х гг. по кости задней ноги крупного полорогого (*Spiroceros?*) (сборы А.Б. Федоренко, определения А.М. Клементьева), обнаруженной в культурном горизонте, нами была получена ¹⁴C (AMS) дата 32 570±340 BP (OxA-19193).

Зачистка обнажения, образованного подрезом автодорожного полотна (приурочена к археологическим выработкам 1980-х гг.), была произведена нами на глубину 5,4 м. Разрез имеет следующее строение (сверху вниз) (рис. 1):

1. Современный дерново-почвенный горизонт, мощность 0,1–0,15 м.

2. Лессовидные супеси, коричневато-палевые, гумусированные, с ходами современной корневой системы, мощность 0,2 м.

3. Лессовидные супеси, светло-серые, белесые за счет карбонатизации, столбчатой структуры, граница с нижележащим горизонтом нечеткая, мощность 1,7–1,8 м.

4. Лессовидные супеси, суглинки, серые, сизовато-серые, по жилам и трещинам затекания читается ожелезнение, в нижней части более интенсивное в виде неясно-слоистых разводов и муляжей коричневого, ржавого цвета, граница с нижележащим горизонтом неровная, мощность 2,4–2,6 м.

5а. Суглинки легкого и среднего состава, сизовато-серые, неяснослоистые, интенсивно ожелезненные в виде стяжений, отложения представляют собой продукты размыва и переотложения педокомплекса, граница с нижележащим горизонтом ровная, четко маркирует границу размыва, мощность 0,2 м.

5б. Суглинки легкие, коричневые, сизые, палевые, тонкослоистые, гумусированные, с ожелезнением, отмечаются многочисленные включения мелких фрагментов древесного угля, к средней и нижней части слоя приурочены обильно гумусированные прослойки черных суглинков среднего механического состава, мощность 0,4 м.

5в. Супеси светло-коричневые, палевые, тонкослоистые, криотурбированные, с псевдоморфозой по горизонтальной криогенной трещине (состав заполнителя – тонкослоистые сизоватые суглинки), в подошве слоя читается микрослоистость – тонкослоистое чередование супесей с гумусированными суглинками, интенсивность гумусового содержания увеличива-

ется к нижней части слоя, подошва с нижележащим горизонтом четкая, мощность 0,2–0,25 м.

6. Суглинки легкие, серовато-сизые, тонкослоистые с ярко-сизыми суглинками, видимая мощность 0,2 м.

Археологический материал в количестве 4 артефактов был зафиксирован нами в теле всех выделенных подразделений погребенного педокомплекса (5а, 5б, 5в).

Модифицированный скол – многолезвийный резец (53×29×17 мм) из микрокварцита серого цвета (рис. 1). Представляет собой высокий в сечении скол, пологой фасиальной и острой краевой рету-

шью маргиналов проксимальной части оформлен в двусторонний резец. Дистальная часть находится в состоянии намеренного отсечения. Массивный скол из гальки черного порфира с негативами краевых снятий и 2 отщепов из кварцита – продукты фасиальной ретуши. Поверхности артефактов частично покрыты карбонатной коркой.

В средней части слоя 5в также был обнаружен фрагмент трубчатой кости крупного копытного, который в данный момент отправлен на ^{14}C (AMS) датирование.

Если провести корреляционные сравнения разреза Большой Зангисан с опорными разрезами позднего

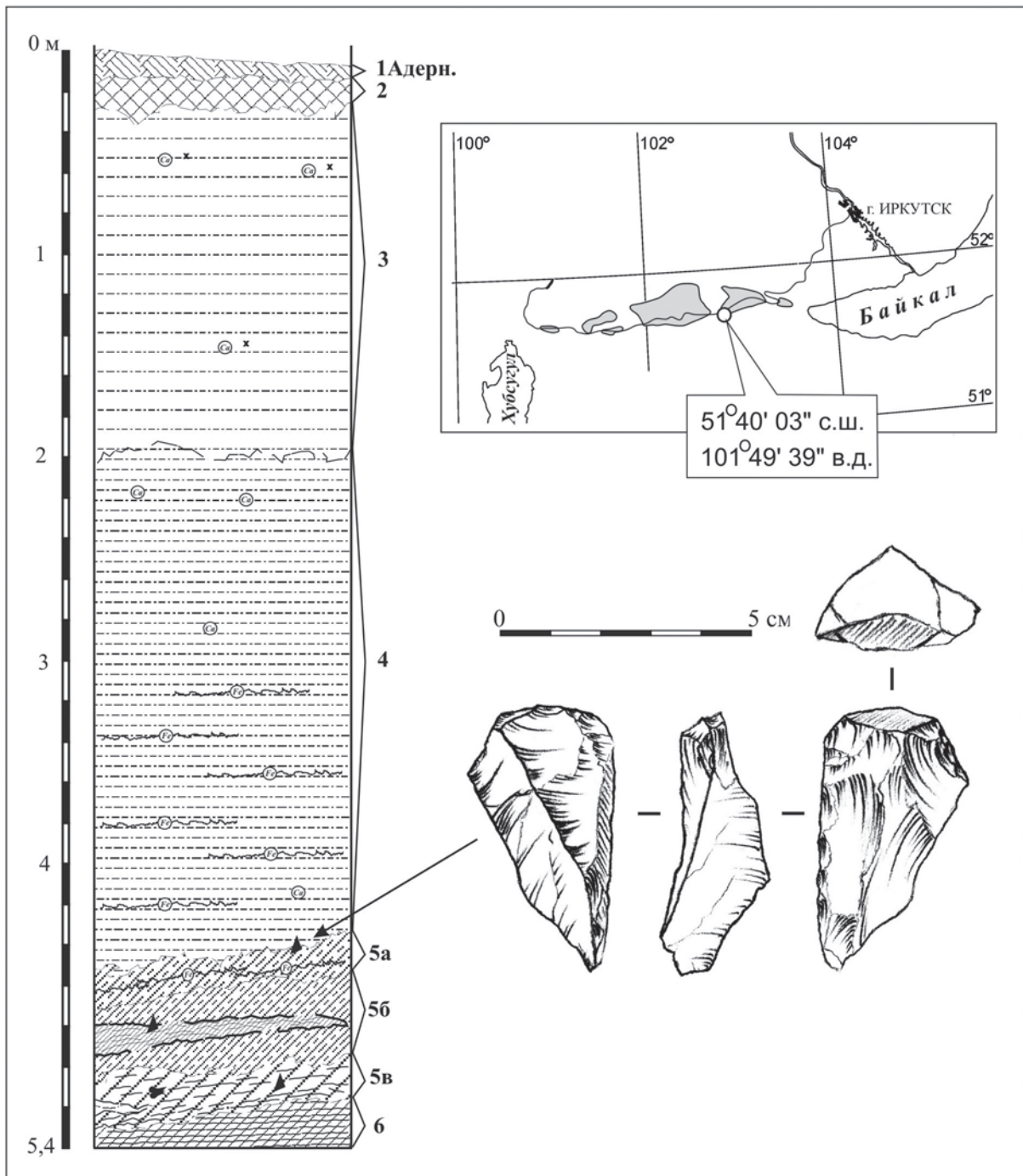


Рис. 1. Разрез Большой Зангисан

неоплейстоцена и голоцена Тункинского рифта Белый Яр I, II [4] и Славин Яр [5], то можно выполнить предварительное возрастное расчленение.

Слои 1 и 2 относятся к голоцену. Отложения лессовидных суглинков слоев 3 и 4 представляют собой образования среднесартанского похолодания. Все подразделения педокомплекса 5, вероятнее всего, являются продуктами размыва более раннего исходного палеопочвенного образования каргинского возраста.

Разрез Славин Яр расположен в Торской впадине Тункинского рифта на левобережье р. Зун-Мурин в 11 км от ее устья. Видимая мощность слагающих его аллювиальных осадков достигает 30 м при протяженности обнажения более 1 км (рис. 2). Разрез имеет хорошую обнаженность. На коренных кристаллических породах здесь залегают охристые валунно-галечные конгломераты позднелиценской аносовской (охристой) свиты, изобилующие включениями крупных

фрагментов лигнитизированной древесины. Их покрывают сероцветные слабосортированные валунные галечники верхнеплейстоценового возраста [5]. На них, в свою очередь, залегает 20-метровой мощности толща светло-коричневых преимущественно пойменных песков, насыщенных разнообразной ископаемой флорой и фауной, и с несколькими горизонтами интенсивно гумусированных погребенных почв. На разных глубинах в разрезе нами были обнаружены фрагменты скелетов представителей позднелиценской фауны (*Mammuthus primigenius* Blum., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Cervus elaphus* L., *Capreolus* sp., *Procapra* sp., *Ursus* sp.). С глубины 8 м из верхнего погребенного педокомплекса по древесным углям нами получена радиоуглеродная (AMS) датировка $37\,790 \pm 310$ лет ВР (ТО-13278), а с глубины 11 м из еще одного погребенного почвенного горизонта также по древесным углям – $45\,810 \pm 4\,070$ лет (ИГАН 3133) [5].

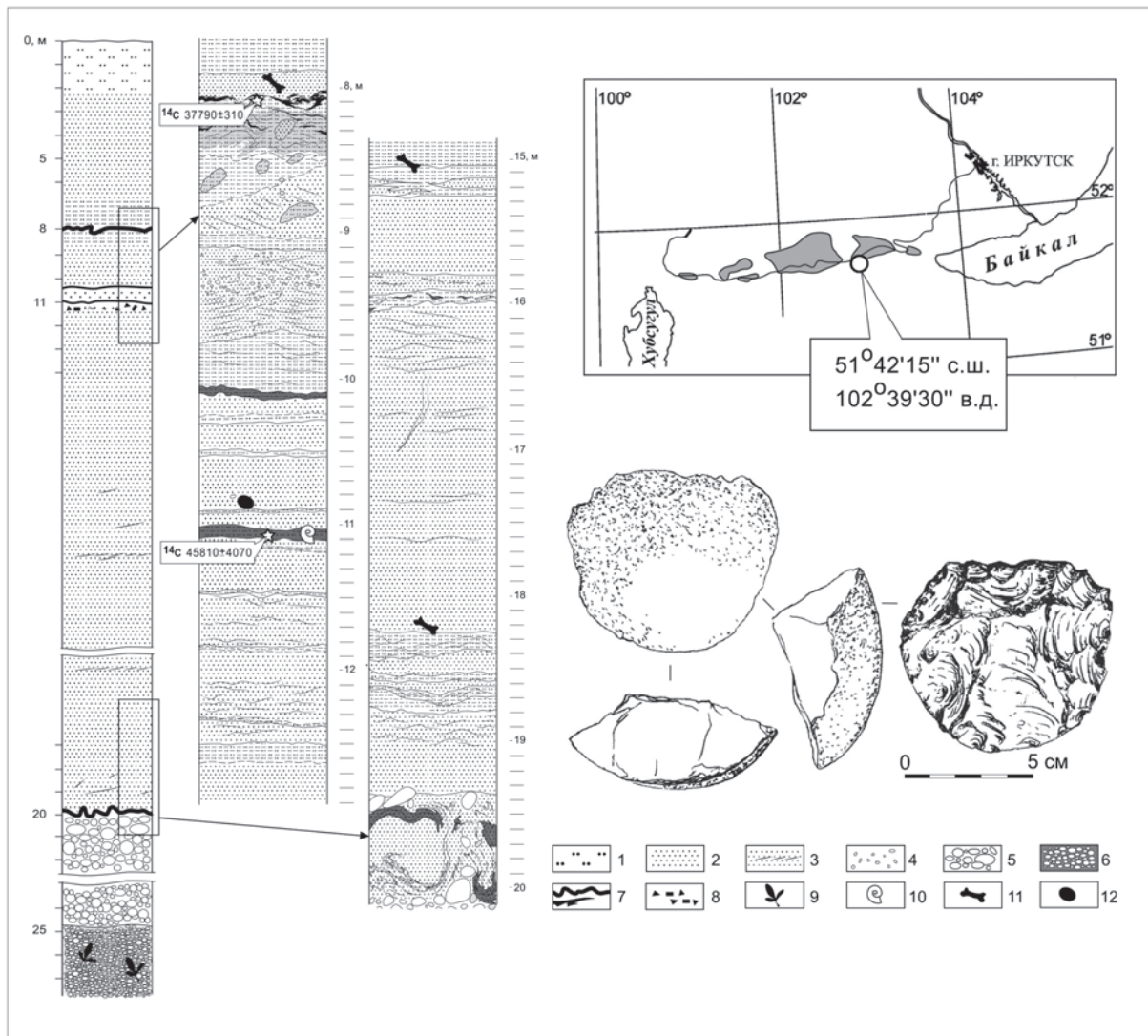


Рис. 2. Разрез Славин Яр. 1 – покровные лессовидные супеси; 2, 3 – разнозернистые пески (2) и пески с элементами русловой косой слоистости (3); 4 – прослой гравия с мелкой галькой; 5 – валунные галечники; 6 – валунно-галечные конгломераты; 7 – почвенные горизонты; 8 – древесный уголь; 9 – фитогенные включения; 10 – скопление малакофауны; 11 – места сборов ископаемой фауны млекопитающих; 12 – местонахождение артефакта. Зарисовка артефакта выполнена Г.И. Медведевым

На глубине 10,9 м, т.е. непосредственно над слоем с возрастом $45\ 810 \pm 4\ 070$ лет, в пойменных разнородных песках нами был обнаружен артефакт – высокий скребок, выполненный на корковом сколе, снятом с гальки белого жильного кварца. Рельеф фаса задан серией краевых центростремительных снятий, произведенных с корковой галечной поверхности скола. Талоны снятий соответственно корковые. Дистальная часть усечена. В форме – высокий, односторонний скребок.

Краевая ретушь (возможно ретушь утилизации) четко фиксируется в дистальной части изделия. Обработанная фасиальная поверхность предмета несет следы люстрата – эоловой корразии легкой – средней степени. Эоловая корразия равномерно распределена по обработанной фасиальной поверхности артефакта, что может свидетельствовать о его перемещении во время процесса пескоструйного обтачивания. Краевые части по окружности, напротив, имеют свежие по сравнению с корразией следы оббитости, которые артефакт, вероятно, приобрел в процессе дальнейшего переноса.

Таким образом, нами проведен первый опыт радиоуглеродного датирования археологических местонахождений неоплейстоценового возраста в Тункинской рифтовой долине.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований

(№ 08-05-00105) и Совета по грантам Президента РФ (МК-2557.2010.5).

Литература

1. Федоренко А.Б. Каменный век Тункинской долины и Центрально-саянского плоскогорья (проблемы и перспективы) // Проблемы археологии Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. XXV РАЭСК. Иркутск, 1985. С. 108–109.
2. Полевые исследования Тункинского отряда // Исследования памятников древних культур Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1987. С. 142–43.
3. Лбова Л.В., Абзаева А.А., Клементьев А.М. Палеогеографическая характеристика культуросодержащих отложений каргинского возраста разреза Большой Зангисан (Тункинская котловина, Восточные Саяны) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий: Материалы год. сессии ИАЭТ СО РАН. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006. Т. 12, ч. 1. С. 179–184.
4. Филинов И.А., Щетников А.А., Сизов А.В. Опорный разрез «Белый яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 49–50.
5. Щетников А.А., Филинов И.А., Шибанова И.В., Мацук И.М., Сизов А.В. Новый опорный разрез Верхнего кайнозоя «Славин Яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 4. С. 114–119.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЧЕЛОВЕКА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

В.Л. Коломиец¹, С.А. Гладышев², Е.В. Безрукова³, Е.П. Рыбин², П.П. Летунова³, А.А. Абзаева³

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

³ Иркутская лаборатория археологии и палеоэкологии Института археологии и этнографии СО РАН Иркутского государственного университета, г. Иркутск, Россия

История формирования и развития неоплейстоценовых ландшафтов как среды обитания первобытного человека является одной из наиболее актуальных тем современных исследований квартала. В общем контексте изучения механизмов культурной адаптации древних коллективов под воздействием природных факторов неоплейстоцена первостепенное значение имеют реконструкции окружающей среды в конкретных районах обитания палеолитического человека. В результате работ, проведенных в рамках многолетнего проекта совместной российско-монгольско-американской археологической экспедицией по изучению каменного века Монголии, были исследованы многослойные палеолитические стоянки (Толбор-4 и Толбор-15) в бассейне р. Их-Тулбэрийн-Гол, правого притока р. Селенги.

Изучаемая площадь относится к Орхон-Селенгинской среднегорной области, входящей в состав Хангай-Хэнтэйской горной страны и занимающей ее центральную, депрессионную часть между крупными сводово-глыбовыми поднятиями Хангая и Хэнтэя. Основными орографическими элементами региона являются положительные (средневысотные хребты – от 1 400 до 2 000 м) и отрицательные (межгорные впадины и долины крупных рек – от 900 до 1 100 м) морфоструктуры. В общем плане развитие рельефа предопределено зонами протяженных глубинных тектонических разломов длительного существования, что и повлияло на преимущественно северо-восточную ориентировку главных хребтов и разделяющих их впадин. Так как эта территория является наиболее увлажненной, то в Орхон-Селенгинском

среднегорье развита густая эрозионно-речная сеть, которая целиком принадлежит бассейну р. Селенги. Положительными морфоструктурами в исследуемом районе являются два водораздельных северо-западных боковых отрога хребта Бурэнгийн-Нуруу, обрамляющих долину р. Их-Тулбэрийн-Гол.

Разрез Толбор-4 находится на подгорном шлейфе, примыкающем к крутому, левому коренному склону долины р. Их-Тулбэрийн-Гол. Мощность пройденной выработки составляет 4,3 м. По фракционному составу, сочетанию статистических и динамических показателей процесса осадконакопления толща подразделяется на 14 разновозрастных слоев, 12 из которых охарактеризованы гранулометрически.

Детально изученной толще свойствен в целом склоновый генезис осадков. Венчающий разрез почвенно-растительный слой мощностью 0,2 м имеет голоценовый возраст. Верхние горизонты лессовидного облика – слои 2–5 (интервал 0,2–1,45 м) сложены белесоватыми, бестекстурными дресвянисто-песчаными алевритами с хаотичным наполнением обломками щебнистой размерности. Перенос материала осуществлялся коллювиальным, делювиальным и, возможно, ветровым путями. Тектоно-климатическая составляющая процесса аккумуляции испытывала при этом усиление вектора дестабилизации с периодическим ослаблением, что нашло отражение в постепенном росте с глубиной разреза эрозионно-денудационных явлений и укрупнении средневзвешенного размера частиц осадка.

Относительный максимум был достигнут при образовании слоя 6 (серый, плотный щебнисто-дресвяный мелкозернистый алевропесок на интервале 1,45–1,8 м), на наш взгляд, реперного слоя, от которого можно наблюдать некую цикличность протекания процессов эндо- и экзогенеза при образовании слоев 6–8 (серый, плотный щебнисто-дресвяный мелкозернистый алевропесок, 1,45–2,35 м) и 10–12 (серовато-коричневатый и коричневый щебнисто-дресвяный мелкозернистый алевропесок, 2,6–3,65 м): минимум, затем рост и снова небольшой спад. Наиболее же яркое проявление данных процессов было достигнуто при формировании слоя 9 (щебнисто-дресвяно-песчаная смесь темно-коричневого цвета, 2,35–2,6 м), для которого характерна самая большая размерность частиц в разрезе и, как следствие, участие в кумуляции свободно текущей воды, что можно связать с оптимумом каргинской фазы позднего неоплейстоцена, характеризующейся в целом климатическим потеплением и увеличением обводненности данной территории. Слой 13 (дресвянистый песчаный алеврит, 3,65–4,0 м), залегающий в основании толщи, по всей общности показателей, кроме облессованности, можно соотнести с верхами разреза. Он образовался, по всей видимости, либо в финале ермаковского, либо в начале каргинского времени.

Изменения в общем составе пыльцы и спор и вариации относительного обилия отдельных пыльцевых

таксонов позволили выделить в разрезе Толбор-4 четыре пыльцевые зоны. В спорово-пыльцевом спектре зоны Tbr4 (интервал 3,25–3,3 м) господствует пыльца группы травянистых растений, среди которых доминируют ксерофиты – полыни, маревые, эфедра, присутствуют и мезоксерофиты – сложноцветные, злаки, осоковые. В группе древесных растений есть пыльца сосны обыкновенной, сосны кедровой, лиственницы, ели. Сравнение состава спектра этой зоны с составом рецентных спектров поверхностных проб из разногенетических отложений в бассейне р. Селенги предполагает преимущественное распространение на территории исследуемого района растительности сухих, полынно-маревых с эфедрой степей и возможным участием лишь в долинах водотоков редкостойных лиственничников [1]. Ель могла существовать в виде редкой примеси к лиственнице в долинах. Характер изменения шкалы индексов увлажнения и температуры указывает на климатические условия с более низким, чем современный, уровнем тепла и близким к сегодняшним дням, пониженным уровнем влажности.

Пыльцевая зона Tbr3 объединяет восемь спорово-пыльцевых спектров в интервале 1,25–2,4 м. В общем составе (6 из 8 спектров) преобладает пыльца травянистых растений. Причем, если в спектрах из нижней и верхней частей зоны больше всего травы из семейств Asteraceae, Poaceae, то в спектрах из средней ее части доминирует род *Artemisia*. Исключение составляют спектры с глубины 2,0–2,05 м и 2,4–2,45 м.

В первом из них (глубина 2,0–2,05 м) господствуют споры плаунка кровяно-красного *Selaginella sanquinolenta* (L.) Spring. и пыльца лиственницы. Во втором, на глубине 2,4–2,45 м, основной является пыльца древесных растений – лиственницы, сосны обыкновенной, сосны сибирской, в меньшей мере – березы. Соответственно, последовательность изменений состава флоры и динамики климата района в период формирования спектров зоны Tbr3 представляется следующим образом.

В период аккумуляции отложений слоя 2,4–2,45 м в районе преобладала лесная растительность – лиственничные леса с участием кедра, сосны и березы. Причем относительно низкое обилие пыльцы кедра и березы предполагает присутствие в виде примеси в составе лесов или же их существование на довольно далеком от стоянки расстоянии. Местная растительность могла быть представлена лиственничными лесами, осветленными, преимущественно злаковыми. Уровень доступной для растений влаги был существенно выше современных значений, а температурный режим несколько ниже таковых. Позже, в период формирования слоя 2,3–2,35 м, в составе локальной растительности главная роль принадлежала преимущественно злаковой мезофитной степи, а на наиболее прогреваемых участках – сухой степи с участием эфедры. Климат стал значительно холоднее и ариднее.

Еще позже (2,15–2,2 м) мезофитные злаковые степи были замещены мезоксерофитными полынными степями, которые достаточно быстро уступили место преимущественно ксерофитным разнотравно-полынно-маревым степям. Лиственница присутствовала на более высоких гипсометрических уровнях, где режим обеспечения почвенной влагой был выше за счет низких летних температур и небольшого испарения. Это подтверждается невысокими значениями доступной влаги и тепла на шкалах индексов влажности и температуры.

Значительно возросший уровень доступной для растений влаги при сохранении малой теплообеспеченности способствовал распространению листовенничных редколесий с травянистым покровом из злаков и папоротников на следующем этапе развития природной среды этого района. О разреженности листовенничников времени формирования слоя на глубине 2,0–2,05 м свидетельствует и явно локальное расширение куртин плаунка кровяно-красного. Куртины характерны для каменистых разнотравных степей и связаны с сообществами незалесенных скальных обитаний [2].

Появление моховых, сфагновых группировок, кустарниковой березки, а также одновременно березы древовидной отмечено в период аккумуляции отложений на глубине 1,8–1,6 м. Возможно, в долине реки, близко к разрезу начался процесс заболачивания в условиях холодного климата и расширения слоя мерзлоты.

Некоторое улучшение климатических условий было характерно для времени формирования слоя 1,2–1,25 м. В результате, вблизи разреза снова появились листовенничные группировки, а в региональном плане расширился ареал сосны.

Характер природной среды накопления спектров зоны Tbr2 может быть описан лишь условно вследствие слабой репрезентативности спорово-пыльцевого спектра. Согласно составу пыльцы и спор из этого спектра рядом со стоянкой преобладали листовенничные редколесья и мезофитные, преимущественно злаковые степные сообщества. В региональном плане усилилась роль лесной растительности, в частности сосны и березы, что свидетельствует о повышении уровня увлажненности и теплообеспеченности.

В период формирования рецентного спорово-пыльцевого спектра с глубины 0,0–0,05 м (зона Tbr1) растительность была представлена листовенничными лесами с редким участием сосны, березы. По долинам распространились ильмовые группировки. Возросший уровень тепла (температурный индекс), но относительно низкий уровень доступной влаги препятствовали появлению в районе сосны сибирской, хотя довольно высокое обилие пыльцы кедра в спектре этой зоны индицирует расширение темнохвойных лесов в горно-лесном поясе севера Монголии в позднем голоцене. Не исключено, что повышенное содержание здесь же пыльцы маревых, лилейных мо-

жет отражать и воздействие антропогенной нагрузки на локальный ландшафт.

Полученная спорово-пыльцевая запись отражает довольно существенные изменения природной среды, в частности растительности и климата исследованной территории как на локальном, так и на региональном уровне. Состав спектров позволяет оценить возраст изученной толщи лишь в самом общем плане – неоплейстоценовый. Пыльцы и спор плиоценовых растений нет.

Таким образом, образование на коре выветривания (интервал 4,0–4,3 м) подстилающего слоя 13 в разрезе Толбор-4 происходило на разделе ермаковского – каргинского времени, на что указывают и палинологические данные, залегающая несколько выше по разрезу зона Tbr4 все еще характеризуется как холодная и сухая. Слои 12–6 аккумуляровались в каргинскую эпоху. Этому периоду были свойственны определенные климатические вариации, что подтверждается результатами литолого-фациального и спорово-пыльцевого анализов. Древний человек впервые появился на стоянке Толбор-4 во время накопления слоя 6 (вторая половина каргинского интерстадиала), сопоставимого со спорово-пыльцевым спектром интервала 1,2–1,25 м, который свидетельствует о незначительном улучшении природной обстановки в окрестностях стоянки и о расширении ареала лесов. По микрофлористическим материалам следует, что самым благоприятным периодом, своеобразным климатическим оптимумом стоянки было время, когда формировалась пыльцевая зона Tbr2. В дальнейшем, при седиментации верхних слоев разреза происходит постепенная аридизация климата. В целом, имевшие место глубокие вариации уровней увлажнения и тепла приводили к довольно резким сменам растительности, следовательно, и животного мира, что, несомненно, оказывало влияние на доступность пищевых и водных ресурсов для человека.

Разрез памятника Толбор-15 вскрыт на выступе подгорного шлейфа у левого, западного склона долины р. Их-Тулбэрийн-Гол в 2 км к югу от стоянки Толбор-4. Глубина выработки северо-восточной ориентировки составила 2,4 м, при этом было зафиксировано 6 литологических горизонтов. Накопление низов толщи (слой 6 – валунно-галечно-гравийная смесь с супесчаным заполнителем без видимой текстуры русловой фации аллювиального генезиса, интервал 2,0–2,4 м) осуществлялось в условиях, близких к современным. Основанием этому может служить высокая степень схожести морфологических и морфометрических параметров обломочного вещества галечной размерности данного слоя, с одной стороны, и современного аллювия р. Их-Тулбэрийн-Гол – с другой. В итоге, это обстоятельство однозначно указывает на сохраняющуюся принадлежность к той же самой области денудации и сноса – питающей провинции, северо-восточное, селенгинское направ-

ление стока, общность в распределении водоразделов и близкий порядок относительных высот между положительными и отрицательными структурами изучаемого региона.

Параметры аккумуляции перекрывающего слоя 5 (гравийно-галечный мелкозернисто-песчаный алеврит и алевропесок сероватой, светло-серой окраски, интервал 1,35–2,0 м) склонового генезиса еще сохраняли черты динамичности, характеризовавшейся сохранением «живости» тектоно-климатической обстановки, ее температурной и влагообеспечивающей составляющих, что свойственно периодам относительных потеплений, к примеру, каргинскому межстадиалу. Формирование облессованных верхов разреза (слои 2–4 – белесоватый песчаный алеврит на интервале 0,25–1,35 м) смешанного эолово-делювиального генезиса с наименьшей крупностью

зерна осадка можно соотнести с маловлажной климатической эпохой Сартана.

Таким образом, литологический анализ разреза Толбор-15 позволяет сделать вывод о принадлежности всей толщи рыхлых отложений памятника ко второй половине позднего неоплейстоцена.

Литература

1. Савина Л.Н., Коротков И.А., Огородников А.В., Савин Е.Н., Буренина Т.А. Тенденции развития лесной растительности Монгольской Народной Республики (по данным спорово-пыльцевого анализа лесных почв) // Палеоботанические исследования в лесах Северной Азии / Отв. ред. Л.Н. Савина. Новосибирск: Наука, 1981. С. 83–158.
2. Моложников В.Н. Растительные сообщества Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 270 с.

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Л. Коломиец¹, Л.В. Лбова², В.В. Савинова¹

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Западное Забайкалье занимает центральную часть Байкальской горной страны и включает в себя Селенгинское среднегорье и Витимское плоскогорье. Удинская впадина находится на стыке этих двух геоморфологических областей и является сложной географической системой, в структуре которой нашли отражение черты природы бореально-таежного (северо-азиатского) и бореально-степного (центрально-азиатского) планетарных типов. В ландшафтно-климатическом отношении исследуемая депрессия более схожа с Селенгинским среднегорьем (Селенгинской Даурией).

Выполненные реконструкции отдельных компонентов позднего неоплейстоценовой природной среды данного региона проведены на основе мультидисциплинарных исследований геологических объектов, включающих в себя использование целого комплекса методов – геостратиграфических, педолитологических, биологических (палеонтологических и палинологических) и абсолютного датирования. Наиболее информативным в этом плане оказался геологический объект Санной Мысы.

Многослойный комплекс Санной Мысы расположен в 15 км восточнее с. Удинск в местности Санномыский Тапхар, на оконечности гряды, вплотную примыкающей к руслу р. Уда. Тыловой сегмент террасы высотой 9–10 м содержит культурные горизонты каменного и бронзового веков. Памятник был открыт академиком А.П. Окладниковым в 1958 г. Неоднократные описания вмещающих отложений

комплекса выполнены в прошлые годы [1–6]. По совокупным данным, разрез памятника имеет двучленное строение. Нижняя толща (от 2 м и глубже) сложена аллювиальным песчаным материалом со следами мерзлотных деформаций («перигляциальный» аллювий по [3]). Венчающие разрез супесчано-обломочные накопления представляют собой эолово-делювиальные образования. В основании разреза вскрыт элювий пород останца, слагающего цоколь террасы. Исходя из геолого-геоморфологических наблюдений и корреляций, санномысская терраса может быть квалифицирована как 2-я надпойменная (время формирования 30–12,7 тыс. лет назад). Аллювий по текстурно-структурным признакам относится к сартанскому времени. Шестой культурный горизонт с жилищем, по А.П. Окладникову датируется в пределах 18–20 тыс. л.н., а культурные горизонты 3–5 – временем 18–11 тыс. л.н. [4, 5]. К сожалению, сегодняшняя ситуация на участке такова, что не представляется возможным выполнить аналогичный разрез, опробовать его и изучить современными методами.

В целом, осадки Санной Мысы состоят из алевритисто- и алевритово-мелкозернистых, средне-мелкозернистых и мелко-среднезернистых песков с примесью псефитовых частиц. По фракционному составу, набору статистических и динамических параметров процесса седиментации здесь можно выделить три основные зоны седиментогенеза.

Верхняя часть разреза сложена разнородными песками общего серовато-коричневого тона с включе-

ниями псефитового материала неодинаковой степени окатанности эолово-делювиального и делювиально-коллювиального генезиса. Выделены 3 пачки, различающиеся по характеру фракций, плотности, примесям супесчаного и суглинистого субстрата.

1-я пачка залегает на глубине 0,0–0,4 м, выполнена алевритово-мелкозернистым песком (супесью) с незначительными включениями дресвяно-грубозернистых частиц. Палинологические образцы характеризуют богатые спорово-пыльцевые спектры, в которых существенная доля пыльцы травянистой растительности – 58,9–72,7% (совокупность лугово-лесных группировок – Umbeliferae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Leguminosae, Plantaginaceae, Rosaceae, *Thalictrum*, Onagraceae, Scheuchzeriaceae – и степных ассоциаций – Borraginaceae, Compositae, *Crepis*, *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedra*, Primulaceae). Слабая облесенность отмечается только на интервале 0,0–0,2 м (сосна обыкновенная, лещина, ильм, ольховник, ива). Разнообразна группа спор – папоротники, бриевые мхи, гроздовники, лесной вид плаунов. В структуре данной пачки (культурный слой 2) зафиксированы остатки погребения человека, получена дата по C^{14} – 1840±55 лет (СОАН-6514).

2-я пачка (интервал 0,4–1,4 м) сформирована алевритисто-средне-мелкозернистым песком с примесью обломков мелкощебеночной и дресвяной размерностей. К низу увеличивается процент дресвы, присутствуют отдельные линзы гумусированного материала, содержащие культурные остатки (культурный уровень 3 в верхней, и уровень 4 – в нижней части). Спорово-пыльцевой спектр включает 30,4% древесно-кустарниковых пород (сосна обыкновенная), 66,2% травянистых (подорожниковые, василистник, осоковые, сложноцветные и лебедовые) и 3,4% спор, что отражает в целом лесостепную фазу и перестройку растительности в сторону остепнения.

3-я пачка (интервал 1,4–4,0 м, культуросодержащий уровень 4) сложена крупно-мелко-среднезернистым песком с редкими дресвяно-грубозернистыми частицами (до 1,5%). Господствует псаммитовое вещество (88%), содержание пелитовой фракции незначительно (10%). В палинологическом спектре доминирует пыльца древесно-кустарниковых пород – 46,8% (*Pinus silvestris* L., *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr., *Betula* sp., Ericaceae). Присутствие пыльцы темнохвойных пород и вересковых говорит о достаточно влажном климате осадконакопления, что подтверждается и составом споровой растительности (гроздовник, бриевые и сфагновые мхи). Были распространены сосновые леса с темнохвойными породами, вересковыми и спорами лесных видов, что констатирует снижение местонахождения лесного пояса во время прохладных и увлажненных периодов.

В нижней части 3-й пачки (гл. 3,0–4,0 м) отмечаются размытые гумусированные прослои сероватого цвета и ленты белой, карбонатизированной глины (разрушенные культуросодержащие горизонты уров-

ня 5, возможный педокомплекс). Состав пыльцы и спор указывает на наличие светлохвойных лесов с березовыми колками на склонах. Характерно обилие пыльцы сложноцветных и лугово-степного разнотравья (злаковые, лютиковые, осоковые и лебедовые). Споровые растения представлены гроздовником.

Средняя часть разреза состоит из двух пачек. Первая пачка (интервал 4,0–5,0 м) сформирована среднезернистыми песками с неясно выраженной слоистостью общего серовато-коричневого тона. Горизонт практически не содержит пыльцу (единичные зерна березы) и споры.

Базируясь на структурных особенностях осадков, флювиальный генезис которых не подлежит сомнению, а также на основе выявленных связей и закономерностей между различными гидродинамическими характеристиками, принятыми в гидрологии, можно восстановить параметры палеопотоков, транспортировавших и отлагавших аккумулируемый материал (палеопотамологические реконструкции [7]). По палеопотамологическим данным, р. Пра-Уда, с которой связано формирование изучаемой пачки, имела поверхностную скорость течения 0,54 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение наносы, – 0,36 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходило осаждение транспортируемого вещества, – 0,2 м/с. Уклон водного зеркала составлял 1,2–1,3 м/км. Распределение глубин в палеопотоке варьировалось: в межень высота водного столба была всего 0,3 м, в то время как в половодье она составляла величину на порядок выше – до 3,8–4,2 м при ширине 110–130 м. Слабоподвижное (ϕ -критерий устойчивости <100 единиц) русло полугорного типа (число Фруда, $0,1 < Fr < 0,3$) находилось в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости $n > 35$). В фациально-генетическом плане эти отложения следует сопоставить с русловыми нестрезженными фациями речной макрофации.

Второй пачке (интервал 5,0–6,5 м) свойственно четкое чередование слоев крупно-мелко-среднезернистых и мелко-среднезернистых песков. Процесс седиментации проистекал в естественном блуждающем водотоке полугорного грядового ($Fr > 0,1$) и равнинного ($Fr = 0,09$) типов с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора >100 кв. км) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 36$). Палеорусло имело уклон 0,96–1,6‰, скорость транспортировки частиц 0,35–0,38 м/с, придонную скорость отложения 0,23–0,24 м/с, поверхностную скорость течения воды 0,52–0,57 м/с, максимальную глубину в межень период 0,25–0,3 и 2,1–4,8 м в половодье при ширине в период максимального заполнения водой 40–176 м. Во втором случае, возможно, аккумуляция могла реализовываться в озеровидных проточных водоемах, так как существование равнинного типа русла в условиях расчлененного горного рельефа представляется менее

очевидным. Ясна и фашиально-генетическая принадлежность данных отложений – аллювиальные пески прирусловых и, вероятно, озерно-аллювиальные пески лимнических береговых фаций.

В спектрах доминирует пыльца древесно-кустарниковых пород – от 46,8 до 69,3% (*Pinus silvestris* L., *Abies* sp., *Betula fruticosa* Pall., *Alnaster* sp.). Состав пыльцы травянистой растительности бедный – луговые группировки – лютиковые, первоцветные, подорожниковые и осоки, споры представлены папоротниковыми. Во время осадконакопления этого горизонта были распространены хвойные леса из сосны обыкновенной и пихты, требующей максимум тепла и влаги. Климатические условия теплые и достаточно влажные.

Нижняя часть разреза (7–10 культурные горизонты с жилищем) сформирована разнообразным по структуре псаммитовым материалом – алевритово-средне-мелкозернистыми, мелко-среднезернистыми и крупно-мелко-среднезернистыми песками с малым содержанием обломков гравийной размерности (1–2,5%) и единичными гальками (0,2–0,5%). Накопление отложений осуществлялось постоянным слабоподвижным – подвижным извилистым потоком полугорного ($Fr = 0,11–0,14$) типа средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n = 36–37$), со срывающими скоростями 0,36–0,4 м/с, скоростями отложения 0,23–0,24 м/с, поверхностными скоростями течения 0,5–0,6 м/с, уклонами водного зеркала 1,1–1,7 м/км, максимальными глубинами плесовых лощин 1,8–3,8 м. В фашиальном отношении исследуемая толща соотносится с русловыми нестречневыми фациями речной макрофации.

Палинологические спектры, полученные из осадков внутренней части жилища, характеризуются следующими показателями. Преобладает пыльца травянистой растительности – 62% (лугово-степные группировки Gramineae, Primulaceae, Cyperaceae, Compositae, *Aster* sp., *Artemisia* sp., Chenopodiaceae, много пыльцы водных мезофитных растений Sparganiaceae, Plantaginaceae, Onagraceae), пыльца дендрофлоры – 28,2% (*Pinus silvestris* L., *Abies* sp., *Betula* sp.), спор – 9,8% (ужовниковые, плауны, бриевые мхи). Такой состав свидетельствует о существовании пихтово-сосновых разреженных лесов с богатым травянистым и споровым покровом, что характеризует достаточную тепло- и влагообеспеченность.

Из отложений на уровне основания жилища (внутренняя часть) и на глубине 0,6–0,8 м от дна жилища получены спорово-пыльцевые спектры, состоящие в основном из пыльцы древесно-кустарниковых растений – от 60 до 64,9% (*Pinus silvestris* L., *Betula* sp., *Alnaster* sp.). Пыльца травянистых растений содержится в количестве 31–35,5%, состав которой отражает растительность луговых (0,6–0,8 м от дна жилища) и лугово-степных сообществ (основание жилища). Споры составляют 0–8,4%. Следовательно, имело место существование светлохвойных лесов с

березами, ольховником, папоротниками и мхами в подлеске (что указывает на большую, чем теперь, влагообеспеченность), а также луговых и лугово-степных ассоциаций.

Таким образом, по представленным материалам можно сделать следующее заключение. Средняя и нижняя части разреза Санной Мыс образовались в акальных обстановках седиментации. Накопление слоев нижней части совершалось в динамичной среде при возрастании водности и условном повышении температуры. По комплексу литологических и палинологических характеристик эта часть разреза аккумулировалась в довольно теплый и влажный период финала неоплейстоцена. Слои средней части формировались в менее мобильных условиях при некотором недостатке количества свободной воды и сравнительном падении температуры окружающего пространства, вызванном вариациями климатических условий в сторону кратковременных похолоданий. Верхняя часть разреза имеет смешанный эолово-делювиальный и коллювиальный генезис. Самые верхи разреза (1-я пачка) с наименьшей крупностью зерна в осадке можно соотнести с маловлажной климатической эпохой. Грубозернистые неокатанные прослой свидетельствуют об усилении склоновых процессов, что опять же имеет тесную связь с нарастающей аридизацией климата. Образование 3-й пачки осуществлялось на фоне относительного снижения засушливости.

По палинологическим данным, отложения всего разреза четко разделяются на две части. Нижняя часть характеризуется обилием пыльцы древесно-кустарниковой растительности. Отражены условия повышенной, по сравнению с современной, влагообеспеченности какой-то части «прохладного» этапа позднего плейстоцена (сартанское время). В отложениях верхнего горизонта состав дендрофлоры беднее, преобладает пыльца травянистых растений, разнообразна группа спор. Лесная фаза проявилась только на глубине 1,0–1,5 м. Вероятно, зафиксировано некоторое снижение летнего температурного фона и повышение увлажненности.

Литература

1. Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1968. 166 с.
2. Флоренсов Н.А. Геологическое описание Санного Мыса (приложение к отчету о раскопках в БурАССР в 1968 г.) // Мат-лы полевых исследований Дальневосточной Археологической экспедиции. Новосибирск, 1971. Вып. 2. С. 84–86.
3. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 283 с.
4. Васильев С.Г. и др. Палеолитическое жилище на Санном Мысе: характер и возраст // Культуры и памятники эпохи камня и раннего металла Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1993. С. 27–36.

5. Константинов М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ; Чита: Изд-во ЧГПИ, 1994. 180 с.
6. Лбова Л.В. Палеолит северной зоны Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 240 с.
7. Коломиец В.Л., Лбова Л.В. Палеопотамологический метод в реконструкциях природной среды при изучении геoarхеологических объектов // Экология древних и современных обществ. Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН, 2003. С. 49–53.

ФАУНА ОСТРАКОД ИЗ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В.А. Коновалова

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Климат плейстоцена значительно отличается от предыдущих эпох. На фоне общего тренда похолодания четко фиксируются повторные чередования похолоданий и потеплений климата, обусловленные орбитальными факторами и изменением солнечной активности [1]. Неоднократные изменения природных условий в плейстоцене создавали контрастную, часто экстремальную для развития жизни обстановку, что не могло не отразиться на составе биоценозов. Массовое развитие каких-либо видов чаще всего соответствует изменениям параметров среды обитания.

В составе комплексов четвертичных остракод, изученных из южной и юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, насчитывается 9 семейств: Darwinulidae, Candonidae, Cyprididae, Cyclocyprididae, Cypridopsidae, Pelyocyprididae, Notodromatidae, Limnocytheridae, Cytherideidae. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена перестройка структуры палеоассоциаций остракод происходит только на родовом и видовом уровнях. Из 17 родов, существовавших в кочковское время (эоплейстоцен), исчезают 3 рода (*Cypris*, *Cyprinotus* и *Paracandona*) и появляется 1 род *Cypria*. С завершением кочковского этапа связано вымирание и появление новых видов семейства Limnocytheridae, происходит формирование краснодубровско-федосовской фауны [6]. Характерной чертой последней также является многочисленность семейства Candonidae, которое в более древних отложениях представлено небольшим количеством форм. Изменение таксономического состава семейства незначительно, появляется лишь один вид *Fabaeformiscandona fabaeformis* Fischer.

Осадконакопление краснодубровско-федосовской свиты происходило в условиях озерно-подпрудных палеобассейнов. Обводненность территории, по сравнению с кочковским временем, была меньше, но все же значительной, хотя водоемы, вероятно, были разобщены, что создавало различные условия обитания фауны. Этим, по-видимому, объясняется появление в это время различных ассоциаций остракод [5, 6]. Оригинальный монокомплекс остракод, состоящий из одного вида *Cytherissa lacustris* Sars, был обнаружен

Т.А. Казьминой и В.Я. Липагиной в разрезах надпойменных террас (н.т.) среднего течения р. Обь [7]. По данным этих исследователей, осадконакопление происходило в условиях исключительно холодного времени, отвечающего периодам оледенений среднего неоплейстоцена. Учитывая особенности экологии данного вида, можно предположить, что осадконакопление происходило в озерах, расположенных вблизи краев ледника.

Автором была детально изучена фауна остракод из разрезов ряда скважин и речных террас бассейна р. Оби юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Мощность четвертичных отложений в изученных разрезах колеблется в пределах 5–48 м. В результате исследования были выявлены ассоциации остракод, несколько отличающиеся от комплексов, выявленных Т.А. Казьминой для юга Западной Сибири.

Своеобразные ассоциации остракод, состоящие, в основном, из немногочисленных представителей семейства Candonidae при полном отсутствии Limnocytheridae были выявлены автором на правом берегу р. Обь в разрезах н.т. возле сел Красный Яр (р. Четь), Воронино-Яя (р. Яя). Большинство современных Candonidae являются типичными холодолюбями и массово встречаются в крупных холодных водоемах, а во временных и мелких водоемах они малочисленны. Сдерживающим фактором в расселении Candonidae, по-видимому, является и скорость течения [2, 11]. Учитывая эти особенности кандонид, можно предположить, что отложения, содержащие эти ассоциации, формировались в небольших проточных и полупроточных палеоводоемах при более прохладном, по сравнению с современным климате. Такие же ассоциации были обнаружены В.Я. Липагиной (1975) в раннеплейстоценовых отложениях Приобского степного плато. По ее мнению, вмещающие отложения, вероятно, формировались при прохладном сухом климате. Ассоциация остракод среднеплейстоценового возраста с доминированием *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cytherissa lacustris* Sars обнаружена автором на левобережье Оби в разрезе террасовых отложений возле села Обское (р. Обь) [3].

Особенностью ассоциации являются немногочисленные, но разнообразные лимноцитериды в комплексе с холодолюбивыми доминантами. Данный состав ассоциации, возможно, отражает переходные от термохрона к криохрону (или наоборот) условия, так как в отложениях неоплейстоцена европейской части России наибольшее распространение лимноцитерид происходило в относительно теплые и в основном регрессивные фазы.

Доминирующая роль представителей 3 семейств Candonidae, Ilyocyprididae, Limnocytheridae в раннем – среднем неоплейстоцене, вероятно, объясняется лучшей адаптацией к температурным колебаниям данного периода. В силу медленного, но однонаправленного снижения наземных, а следовательно, и водных температур в ассоциациях остракод происходили эволюционные процессы, направленные на появление эвритермных видов, а затем отчетливых криобионтов. Увеличение численности и разнообразия кандонид и илиоциприсов свидетельствует, по мнению К.Н. Негадаева-Никонова (1989), о похолодании и переходе от теплого климата к умеренному и, возможно, холодному. В отношении лимноцитерид интересно отметить тот факт, что уменьшение их таксономического разнообразия наблюдается с неогена до голоцена. Вероятно, такая тенденция связана с общим трендом похолодания, так как развитие лимноцитерид, как указывалось, происходит в основном в относительно теплые фазы.

В поздненеоплейстоценовых комплексах остракод основное развитие получают представители 6 семейств: Candonidae, Cyprididae, Cyclocyprididae, Cypridopsidae, Ilyocyprididae, Limnocytheridae. Начало позднего неоплейстоцена (130–100 тыс. л.н.) характеризуется теплым и гумидным климатом казанцевского (эмского) межледниковья. После него тенденция изменений природных условий была направлена в сторону аридизации и похолодания.

Холодолюбивые ассоциации остракод, где доминирующее положение занимает вид *Ilyocypris bradyi* Sars, были обнаружены автором на правом берегу р. Обь в разрезах III н.т. р. Серга, II н.т. р. Кия, а также В.Я. Липагиной в разрезах II н.т. р. Бия [8]. Оптимальными условиями обитания вида *Ilyocypris bradyi* Sars являются родниковые воды, кроме того, в этих ассоциациях присутствуют стенотермно-холодолюбивые виды рода *Candona*. Отложения бийской террасы формировались в условиях перигляциального послекаргинского времени (каргинский цоколь террасы подтвержден радиоуглеродными датировками). Вероятно, что и осадки кийской террасы формировались в подобных же условиях.

В отложениях каргинского времени (55–23 тыс. л.н.) на территории юго-востока Западно-Сибирской равнины автором обнаружены редкие виды кандонид, неизвестные в более древних отложениях: *Pseudocandona insculpta* (Muller), *C. weltneri* Hartwig, *C. inaequalvis* Sars, *Fabaeformiscandona*

levanderi Hirschman, *Fabaeformiscandona aff. hyalina* (Brady et Robertson) [4]. Последние три вида отмечены в северных широтах с ермаковского времени до современности [11, 12]. Здесь же встречен вид *Ilyocypris postulata* Konovalova sp.nov, который на сегодняшний день обнаружен только в отложениях верхнего неоплейстоцена Западной Сибири (табл. I).

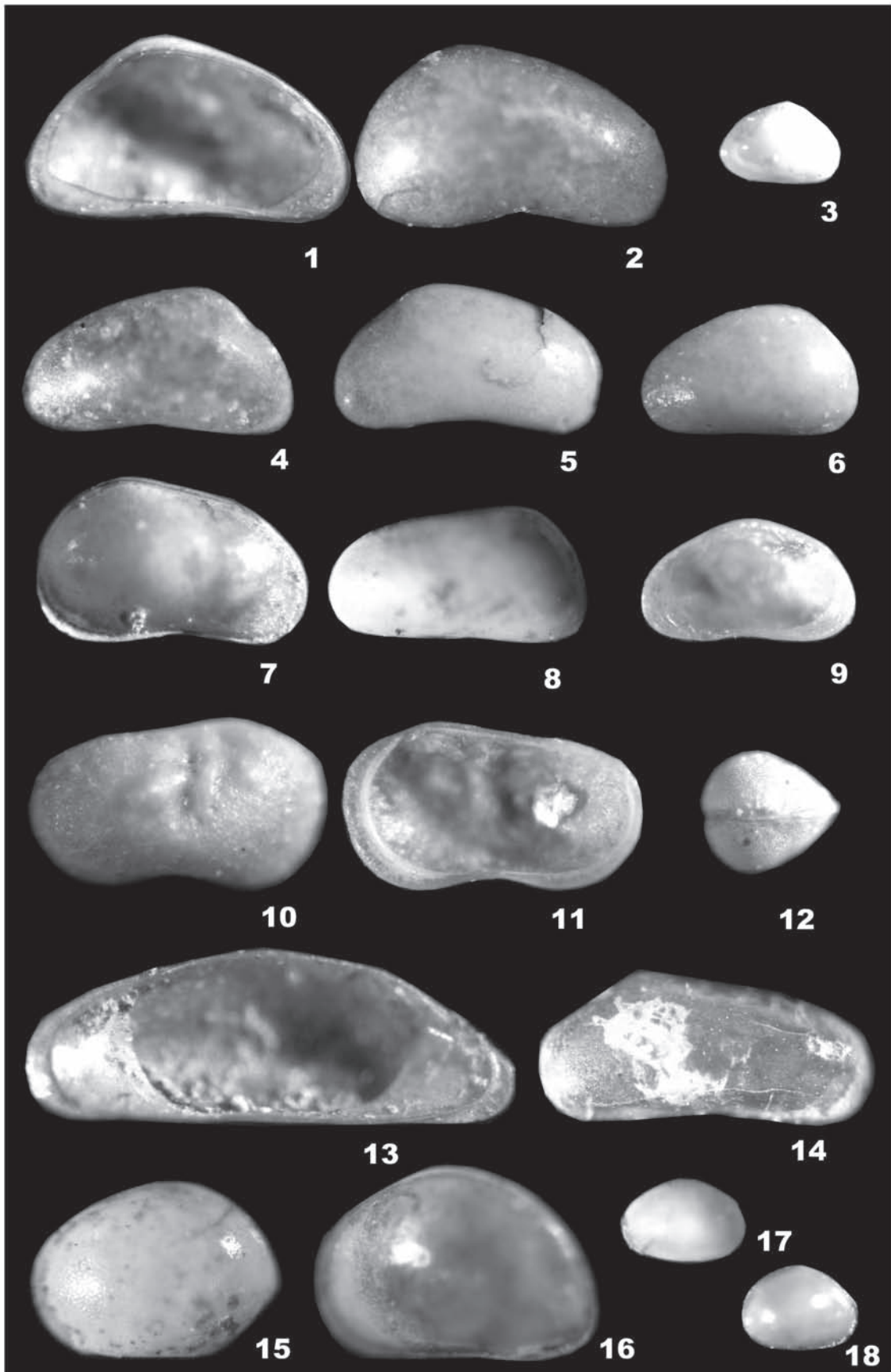
Существенной особенностью теплых эпох неоплейстоцена являлся высокий уровень океана, связанный с таянием ледниковых щитов. Следствием этого явилась постепенная перестройка гидросети на более высокий гипсометрический уровень, что создавало благоприятные условия для нормального развития и расселения фауны остракод. Ассоциация с доминированием теплолюбивых форм *Cyclocypris laevis* (Muller), *C. triangula* Negadaev обнаружена автором в разрезах возле сел Обское (р. Обь), Спассо-Яйское (р. Яя, бассейн р. Обь), а также В.Я. Липагиной в разрезах II н.т. р. Бия [8].

В этой же ассоциации отмечен в значительном количестве и вид *Eucypris pigra* (Fischer) (табл. I). Возраст отложений, содержащих фауну остракод, определяется как поздний неоплейстоцен по аналогии с комплексом хвалынского яруса Саратовского Заволжья, в котором Г.И. Кармишиной также отмечается преобладание *Cyclocypris laevis* (Muller).

Начало голоцена (10–12 тыс. лет) на данной территории характеризуется прогрессирующим потеплением с тенденцией к похолоданию после его термического оптимума (около 5 500 л.н.). Амплитуда и скорость климатических изменений, по палинологическим данным и результатам радиоуглеродного датирования, были существенно короче, чем в предыдущие эпохи [1]. Такие короткопериодические изменения природной обстановки, несомненно, должны были отразиться не только на флоре, но и на фауне. В голоценовых ассоциациях остракод изменения происходят не только на видовом, но и на более высоком уровне. Представители семейства Notodromatidae получают большее развитие: единичные представители рода *Notodromas* впервые появляются в каргинское время, а в голоцене их количество увеличивается. В голоценовых отложениях впервые отмечены и представители рода *Cyprois*. Возрастает и роль циприид (роды *Eucypris*, *Metacypris*, *Cypris*, *Stenocypris* и *Dolerocypris*), а среди кандонид – вида *Pseudocandona stagnalis* Sars (табл. I). Интересные голоценовые ассоциации остракод были обнаружены автором из слоя торфяника I н.т. р. Яя [4]. Заслуживают внимания виды *Fabaeformiscandona holzkampfi* Hartwig и *Candona* sp. (табл. I).

Первый является обычным видом в водоемах северных широт, особенно на мелководье озер с глубиной 2–3 м при температуре до 18° [2]. *Candona* sp. наиболее сходна с подвидом *Candona muelleri jacutica* Pietrzeniuk, описанной из термокарстовых озер Центральной Якутии, а также найденной в дру-

Таблица 1



Пояснения к таблице I

Изученная коллекция остракод из отложений неоплейстоцена и голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины хранится в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического центра геолого-географического факультета Томского государственного университета (ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ) под номером 119-5. Для экземпляра № 119-5/14 изображение раковины приведено со спинной стороны, для остальных – в боковой проекции.

Фиг. 1 – *Candona inaequalis* Sars. Экз. № 119-5/8 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, левая створка с внутренней стороны. Кемеровская область, обнажение II н.т. р. Яя (устье рч. Почитанка), сл. 2 (обр. 4-Я), х 44,8.

Фиг. 2 – *Candona weltneri* Hartwig. Экз. № 119-5/3 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, правая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», цоколь II н.т. р. Яя, сл. 3 (обр. 47-Я), х 44,7.

Фиг. 3 – *Cyclocypris triangula* Negadaev. Экз. № 119-5/21 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сбоку. Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье рч. Бекет), середина торфяного слоя (обр. 27-Я), х 44,0.

Фиг. 4 – *Fabaeformiscandona levanderi* Hirschman. Экз. № 119-5/4 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, левая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», цоколь II н.т. р. Яя, сл. 2 (обр. 38-Я), х 43,7.

Фиг. 5 – *Fabaeformiscandona aff. hyalina* Экз. № 119-5/9 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, правая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Сергеевский яр», III н.т. р. Чулым, сл. 6 (обр. 9), х 41,8.

Фиг. 6 – *Pseudocandona insculpta* (Muller). Экз. № 119-5/10 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, левая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Сергеевский яр», III н.т. р. Чулым, сл. 6 (обр. 9), х 43,4.

Фиг. 7 – *Pseudocandona stagnalis* Sars. Экз. № 119-5/11 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина; Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье рч. Бекет), основание торфяного слоя (обр. 24-Я), х 42,7.

Фиг. 8 – *Candona muelleri jacutica* Pietrzeniuk. Экз. № 119-5/12 ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сбоку. Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье рч. Бекет), основание торфяного слоя (обр. 24-Я), х 40,9.

Фиг. 9 – *Eucypris pigra* (Fischer). Экз. № 119-5/13 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, левая створка с внутренней стороны. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», I н.т. р. Яя, сл. 3 (обр. 13), х 43,4.

Фиг. 10,11 – *lyocypris postulata* Konovalova sp.nov. Экз. № 119-5/1 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, 10 – правая створка с внешней стороны; 11 – та же створка с внутренней стороны. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», цоколь II н.т. р. Яя, сл. 2 (обр. 65-Я), х 44,2.

Фиг. 12 – *Metacypris cordata* (Muller). Экз. № 119-5/14 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сверху. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», I н.т. р. Яя, сл. 3 (обр. 13), х 36,4.

Фиг. 13 – *Dolerocypris fasciata* Fischer. Экз. № 119-5/15 ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, правая створка с внутренней стороны. Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье рч. Бекет), основание торфяного слоя (обр. 24-Я), х 50,6.

Фиг. 14 – *Fabaeformiscandona holzkampfi* Hartwig. Экз. № 119-5/16 ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, правая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Яр у с. Обское», левый берег р. Обь, сл. 4 (обр. 22), х 60.

Фиг. 15 – *Notodromas monacha* Müller. Экз. № 119-5/17 ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сбоку. Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье рч. Бекет), основание торфяного слоя (обр. 24-Я), х 44.

Фиг. 16 – *Cypris marginata* (Straus). Экз. № 119-5/18 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сбоку. Томская область, Асиновский район, пойма р. Чулым, гл. 4,8–5,6 м (обр. 1122/7), х 29,1.

Фиг. 17 – *Cyclocypris ovum* Muller. Экз. № 119-5/19 ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, правая створка с внешней стороны. Томская область, обнажение «Яр у с. Обское», левый берег р. Обь, сл. 4 (обр. 22), х 41,9.

Фиг. 18 – *Cyclocypris laevis* (Muller). Экз. № 119-5/20 в коллекции ЛМП СПНЦ ГГФ ТГУ, раковина, вид сбоку. Томская область, обнажение «Куйлинский яр», I н.т. р. Яя, сл. 3 (обр. 13), х 40.

гих озерах Восточной Сибири [12]. В составе фауны нужно отметить присутствие большого количества крупных тонкостенных створок (есть и личиночные формы) вида *Dolerocypris fasciata* (Müller) (табл. I). Это стенотермно-теплолюбивая форма, обитатель прибрежной зоны пойменных озер, стариц, хорошо прогреваемых с богатой водной растительностью. Таксономический состав ассоциаций указывает на формирование отложений в озерно-болотных условиях. Особенностью данных ассоциаций является полное отсутствие представителей рода *lyocypris*, которые всегда встречаются в террасовых отложениях.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что фауна остракод из континентальных отложений неоплейстоцена – голоцена юга и юго-востока Западно-Сибирской равнины более разнообразна, чем представлялось до сегодняшнего времени. В составе плейстоценовой фауны остракод насчитывается более 70 видов, принадлежащих 23 родам, 9 семействам. Появление и развитие таксонов родового и более высокого ранга, возможно, связано с наиболее значительными колебаниями климата, а изменения на видовом уровне отражают региональные перестройки природной среды.

Литература

1. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.
2. Коваленко А.Л. Кандониды (Candonidae, Ostracoda) юго-запада СССР. Кишинев: Штиинца, 1988. 175 с.
3. Коновалова В.А. Остракоды среднего-позднего неоплейстоцена Томского Приобья // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса и производительных сил Томской области: Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 2004. С. 152–154.
4. Коновалова В.А. Проблема выделения комплексов пресноводных остракод верхнего неоплейстоцена – голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Вестник Томского гос. ун-та. 2009. № 327. С. 229–233.
5. Казьмина Т.А. Остракоды плиоценовых и четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968. С. 32–39.
6. Казьмина Т.А. Неогеновые и четвертичные комплексы остракод юга Западной Сибири // Кайнозой Сибири и северо-востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 66–71.
7. Казьмина Т.А., Липагина В.Я. Остракоды четвертичных отложений Среднего Приобья // Четвертичная геология

- и геоморфология Сибири. Ч. I: Труды ИГИГ. Новосибирск: Наука, 1969. С. 34–36.
8. *Липагина В.Я.* Остракоды в отложениях террас рек Бии и Ануя // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 85–88.
 9. *Липагина В.Я.* Экологические особенности некоторых четвертичных остракод в связи с оценкой их палеоклиматического значения // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. С. 358–367.
 10. *Негадаев-Никонов К.Н., Зубович С.Ф., Кочубей Н.И.* Остракоды континентального антропогена Европейской части СССР. Кишинев, 1989. 265 с. 11 палеонтол. табл.
 11. *Семенова Л.М.* Фауна и распространение остракод (Crustacea, Ostracoda) во внутренних водоемах России и сопредельных государств // Биология внутренних вод. 2005. № 3. С. 17–26.
 12. *Wetterich S., Schirrmeister L., Meyer H., Viehberg F.A., Mackensen, A.* Arctic freshwater ostracods from modern periglacial environment in the Lena River Delta (Siberian Arctic, Russia): geochemical applications for palaeoenvironmental reconstructions // Journal of Paleolimnology. 2008. Vol. 39. P. 427–449.

КОЛОНИЗАЦИЯ И ОСВОЕНИЕ ДРЕВНИМ ЧЕЛОВЕКОМ СИБИРИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПРОБЛЕМЫ ХРОНОЛОГИИ ДРЕВНЕЙШИХ ПАМЯТНИКОВ

Я.В. Кузьмин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В последние годы активно обсуждается вопрос о времени и направлениях первичного заселения Азии (и Сибири как ее части) древними людьми [1–3]. Существует мнение об очень раннем (древнее 2 млн лет назад) присутствии гоминид в южной Сибири [4; 5: 73], однако оно требует обсуждения (см. ниже). На основании анализа имеющихся на настоящий момент данных (см. обзор: [3]) очевидно, что самыми ранними археологическими объектами Сибири (в смысле степени надежности обоснования возраста) являются Засухино в Забайкалье [6] и Карама на Алтае [7].

Для Засухино важным аргументом в пользу относительно большой древности является связь (хотя еще строго не доказанная из-за отсутствия масштабных раскопок) артефактов с фауной крупных млекопитающих виллафранковского облика, которая датируется рубежом эоплейстоцена и неоплейстоцена (в современных терминах) [8]. По данным фауны мелких млекопитающих, в слое с артефактами найдены виды, характерные для таманского фаунистического комплекса, датирующегося 0,8–1,3 млн лет назад [6: 66]. Таким образом, местонахождение Засухино имеет хороший потенциал для дальнейших исследований; возраст артефактов может быть близок к 0,8–1 млн лет назад. Необходимо продолжение работ с датированием остатков крупной фауны подходящими методами (например, ЭПР датирование зубной эмали: [9: 316]).

Стоянка Карама в Горном Алтае рассматривается как самая древняя в Сибири (см., например [1: 25–30; 7]); при этом оценка его возраста археологами и палеогеографами (слои 7–13 с галечными артефактами раннего палеолита) – около 800–600 тыс. лет назад [1: 29; 10]; имелось мнение о том, что возраст Карама может быть и более древним [11]. В феврале 2010 г. В.С. Зыкин [4] существенно удревнил возраст стоянки Карама – до 2,6–1,8 млн лет назад. Что же дало

основание для такого заключения? Ведь если оно верно, то Карама является **древнейшим** памятником палеолита Старого Света, что полностью меняет картину колонизации человеком Евразии [1–2]. Понимая важность вопроса о первоначальном заселении Сибири для мировой науки, ниже дан развернутый анализ вывода В.С. Зыкина [4].

Первое: в качестве свидетельства значительной древности «караминской свиты» (к которой относится и стоянка нижнего палеолита Карама; см. [4]) используется красноцветность отложений. Однако данный аргумент не является бесспорным; давно сделан вывод о том, что «...сама по себе красноцветность пород в Горном Алтае не может быть надежным признаком доплейстоценового возраста отложений» [12: 512].

Второе: В.С. Зыкин привлекает палинологические данные по стоянке Карама, полученные Н.С. Болиховской [10]; он пишет: «...присутствие значительного количества экзотических элементов в палинофлоре (стоянки Карама. – Я.К.), сближающих ее с барнаульской флорой Западной Сибири» [4: 22]. Необходимо напомнить, что в барнаульской флоре эоплейстоцена отмечены реликты тургайской флоры [13: 126], а в спорово-пыльцевых спектрах Карама их, по мнению Н.С. Болиховской [10: 42–43], нет! Прочитав первоисточник: «...принадлежащие к группе американо-средиземноморско-азиатских родов *Ostrya* sp. и *Morus* sp. являются показателями раннеэоплейстоценового возраста вмещающих отложений Южного Прибайкалья и Верхнего Приамурья... Вместе с тем в палиноспектрах слоев 7–13 не обнаружены пыльцевые зерна субтропических широколиственных пород (*Pterocarya*, *Carya*, *Zelkova*, *Celtis*, *Ilex* и др.), тсуги, а также других экзотических таксонов семейства сосновых, которые характерны для эоплейстоценовых отложений сопредельных районов Северной Евразии. Это обстоятельство не

позволяет пока предполагать эоплейстоценовый возраст нижних слоев Карамы» [10: 42–43]. Таким образом, В.С. Зыкин приписывает *неоплейстоценовым* спектрам Карамы [10] *верхнеплиоценовый* возраст [4], что противоречит логике научного исследования и не может быть принято как аргумент.

Третье: наличие в нижней части разреза Карамы двух погребенных почв типа слитоземов, которые требуют для своего образования влажного и теплого климата [11: 15]. Диагностика почв находится в противоречии с палинологическими данными, согласно которым образование почвы (слой 10) происходило в изменяющихся природных условиях от хвойно-широколиственных лесов (нижняя часть слоя) к березово-сосновым лесам с кустарниковой березой (верхняя часть слоя), и лишь для кровли слоя 10 реконструированы широколиственные формации [10: 47]. Создается впечатление, что изучались разные разрезы, однако это не так – обе группы авторов работали на едином раскопе 2 стоянки Карамы [10, 11]. Таким образом, налицо явное противоречие, и принять безоговорочно точку зрения В.С. Зыкина [4] не представляется возможным.

Четвертое: В.С. Зыкин интерпретирует находки наземных моллюсков в одном из разрезов долины р. Ануй как свидетельство позднеплиоценового возраста осадков Карамы: «...наличие ...3 видов рода *Gibbulinopsis* и 4 видов рода *Gastrocopta*...» [4: 22]. Однако В.С. Зыкин не сообщает читателю, что находки данных видов сделаны в разрезе, отстоящем от Карамы на 15–20 км [14, 15]. В.С. Зыкину [4] не удалось проследить стратиграфическое взаимоотношение «караминской свиты» в ее стратотипе (стоянке Карамы) с разрезом у с. Черный Ануй, где в глинах табачного цвета [14], а не в «красноцветях» (!), найдены упоминаемые моллюски. Таким образом, корреляция В.С. Зыкиным [4] разрезов с малакофауной и «караминской свиты» неправомерна. Отмечу также, что выбранный В.С. Зыкиным стратотип «караминской свиты» крайне неудачен, так как не позволяет проследить соотношения данной единицы с другими свитами, как того требует Стратиграфический кодекс России [16]. Отсюда – полная неопределенность с пониманием объема и географического распространения «караминской свиты» (если таковая вообще существует).

И, наконец, пятое: В.С. Зыкин [4] использует палеомагнитные данные по разрезу Карамы, где установлена положительная намагниченность [11: 15–16]. Как вариант, дается корреляция этой зоны с субхроном Олдувей (1,95–1,77 млн лет назад) [11: 18]. Однако вычисление позиции северного геомагнитного полюса в момент образования положительно намагниченной толщи дает его положение на юге Аравийского полуострова (личное сообщение А.Ю. Казанского, ИНГГ СО РАН, 2010 г.). Очевидно, что палеомагнитные данные В.С. Зыкина с соавторами [11] невалидны.

Таким образом, ни один из аргументов В.С. Зыкина [4: 22] в пользу значительной древности «караминской свиты» (и стоянки Карамы, соответственно!) не может быть принят. Напрашивается аналогия с еще одним «древнейшим» памятником палеолита Сибири – Дириг-Юрях в Якутии, который на основании сомнительных данных был датирован около 2,5 млн лет назад [17]. Научное сообщество не приняло эти выводы, а независимое люминесцентное датирование показало возраст отложений с орудиями менее 360 тыс. лет назад [18]. Очевидно, что создание «второго Дириг-Юряха» на Алтае не пойдет на пользу российской и международной науке.

Помимо процесса колонизации человеком Сибири (т.е. первичного появления в ней гоминид), много неясного все еще остается в реконструкциях заселения данного обширного пространства. Из-за сравнительно слабой степени изученности огромной территории (площадью около 13 млн. км²) каждая новая важная находка заставляет менять модели заселения региона. Например, для Западно-Сибирской равнины до недавнего времени наиболее ранние памятники палеолита (т.е. досартанские, см. [19]) на периферии равнины датировались не древнее 40–50 тыс. лет назад. Исследователи полагали, что центральная часть равнины была заселена лишь после максимума последнего похолодания (см., например [20]), т.е. не ранее 16 тыс. радиоуглеродных (¹⁴C) лет назад (соответствуют около 19 000 календарных лет назад; см. [21]). Однако находка на местонахождении Байгара близ г. Тобольска таранной кости человека, датированной AMS ¹⁴C методом более 40 300 ¹⁴C лет назад [22], позволила значительно удревнить время заселения центра Западно-Сибирской равнины – вероятнее всего, не менее 50 000 лет назад [22].

Другим показательным примером последнего десятилетия является открытие на сибирском Крайнем Севере (71° с.ш.) палеолитической Янской стоянки с богатым набором орудий и украшений, которая датируется 28 500–27 000 ¹⁴C лет назад (см., например: [23]) (около 33 000–31 500 календарных лет назад, см. [21]). Данная находка в корне изменила представления о достаточно позднем (не древнее 15 000–12 000 ¹⁴C лет назад, или 18 500–14 000 календарных лет назад) заселении сибирской Арктики.

Таким образом, происходит успешное познание процесса первичного заселения и освоения человеком Сибири в плейстоцене [24]. Однако при этом необходимо принимать во внимание, прежде всего, надежные *факты*, а не умозрительные *гипотезы*.

Литература

1. *Деревянко А.П.* Древнейшие миграции человека в Евразии в раннем палеолите. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2009. 232 с.
2. *Dennell R.* The Palaeolithic Settlement of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 2009. 539 p.

3. Кузьмин Я.В. Природная среда и человек в палеолите Сибири: колонизация, адаптация, взаимодействие // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 313–316.
4. Зыкин В.С. Верхний кайнозой юга Западной Сибири (стратиграфия, эволюция природной среды и климата): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2010. 32 с. + вклейка.
5. Зыкин В.С., Зыкина В.С. Проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений юга Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009. № 69. С. 71–84.
6. Лбова Л.В., Резанов И.Н., Калмыков Н.П., Коломиец В.Л., Дергачева М.И., Феденева И.Н., Васькович Н.В., Волков П.В., Савинова В.В., Базаров Б.А., Намсараев Д.В. Природная среда и человек в неоплейстоцене (западное Забайкалье и юго-восточное Прибайкалье). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. 208 с.
7. Деревянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К. Адаптационные возможности древнейшего населения Алтая: развитие палеолитических традиций и динамика окружающей среды // Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям. М.: РОССПЭН, 2010. С. 50–56.
8. Вангенгейм Э.А., Стояникова М.В. Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засушино, западное Забайкалье // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1981. № 51. С. 106–117.
9. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
10. Болиховская Н.С., Шуньков М.В. Климато-стратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карамы // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. № 3 (23). С. 34–51.
11. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г. Геологическое строение и стратиграфия верхнекайнозойских отложений в районе раннепалеолитической стоянки Карамы в верхнем течении реки Ануй (Северо-Западный Алтай) // Археология, этнография и антропология Евразии, 2005. № 3 (23). С. 2–20.
12. Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Шуньков М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Доклады Академии наук (РАН). 1992. Т. 323, № 3. С. 509–513.
13. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 246 с.
14. Деревянко А.П., Попова С.М., Малаева Е.М., Лаухин С.А., Шуньков М.В. Палеоклимат северо-запада Горного Алтая в эоплейстоцене // Доклады Академии наук (РАН), 1992. Т. 323, № 4. С. 842–846.
15. Попова С.М., Малаева Е.М., Лаухин С.А., Шибанова И.В. Реконструкция природной обстановки эоплейстоцена на северо-западе Горного Алтая на основе изучения малакофауны, спор и пыльцы разреза Черный Ануй // География и природные ресурсы, 1995. № 2. С. 113–120.
16. Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
17. Мочанов Ю.А. Древнейший палеолит Диринга и проблема внетропической прародины человечества. Новосибирск: Наука, 1992. 254 с.
18. Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M. Late Quaternary geology and geochronology of Diring Yuriakh, an Early Paleolithic site in central Siberia // Quaternary Research, 1999. Vol. 51, № 2. P. 195–211.
19. Зенин В.Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии, 2002. № 4 (12). С. 22–44.
20. Макаров С.С. Динамика культурного развития и освоение Западно-Сибирской равнины в позднем плейстоцене // Вестник Новосибирского университета, 2009. Сер. История, филология. Т. 8, вып. 3. С. 63–75.
21. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2009. Vol. 51, № 3. P. 1111–1150.
22. Kuzmin Y.V., Kosintsev P.A., Razhev D.I., Hodgins G.W.L. The oldest directly-dated human remains in Siberia: AMS ¹⁴C age of talus bone from the Baigara locality, West Siberian Plain // Journal of Human Evolution, 2009. Vol. 57, № 1. P. 91–95.
23. Питулько В.В. Расселение и адаптация древнего человека на Северо-Востоке Азии в позднем неоплейстоцене // Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям. М.: РОССПЭН, 2010. С. 38–46.
24. Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. The Subcommission on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma // Journal of Quaternary Science, 2010. Vol. 25, № 2. P. 96–102.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О «ТЁПЛЫХ» ЭТАПАХ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В БОРЕАЛЬНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

С.А. Лаухин

Институт проблем освоения Севера СО РАН, г. Тюмень, Россия

Материалы для доклада собраны в ходе реализации сибирской темы проекта ИНТАС 01-0576. Результаты этого проекта рассредоточены в большой серии (2004–2008 гг.) публикаций. Сделана попытка собрать их в одном, очень сжатом тексте – кратком изложении доклада. Основными для реконструкции

палеоклимата служили палеоботанические материалы, как опубликованные [2–4, 6, 8 и мн. др.], так и полученные в ходе проекта ИНТАС. Использованы также данные, опубликованные позже. Большое значение придавалось выяснению времени проявления и последовательности палеоклиматических событий.

Для датирования слоёв, в которых отражены эти события, сопряжённо использовались $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирование (то и другое произведено в лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского государственного университета).

С начала 50-х гг. XX в. в позднем плейстоцене Западной Сибири выделяют два «тёплых» (межледниковых) этапа: казанцевский и каргинский. Им соответствуют одноименные горизонты. Позже, благодаря ^{14}C датированию, продолжительность каргинского времени определена 50–24 тыс. лет назад (л.н.) и в нём было выделено 3 потепления и 2 похолодания [13]. Тогда же выяснилось, что отложения стратотипа каргинского горизонта древнее 50 тыс. л.н. Для горизонта был принят ареальный стратотип, состоящий из стратотипов подгоризонтов – слоёв, отвечающих потеплениям и похолоданиям. Тогда же и позже [3, 11, 13 и др.] ряд ^{14}C дат каргинского времени были признаны невалидными. После многолетних дискуссий о статусе каргинского времени (межледниковье или межстадиал), о времени, глубине потеплений и похолоданий, а также их названиях [1, 5, 8 и мн. др.] деление каргинского горизонта выглядит так [8]: шурышкарский (50–44 тыс. л.н.), кирьяский (43–42 тыс. л.н.), золотомысский (41–35 тыс. л.н.), лохподгорский (34–30 тыс. л.н.) и верхнелобановский (29–24 тыс. л.н.) подгоризонты; из них 1, 3, 5-й соответствуют потеплениям, а 2, 4-й – похолоданиям. Из-за трудностей датирования казанцевский горизонт на подгоризонты не делится, но в нём выделялось пять палеоклиматических событий: три потепления и два похолодания [8], отвечающие подстадиям МИС5 (5a, b, c, d, e). Теперь выделяется семь событий, поддержанных всего двумя ЭПР датами: 134,8 и 121,9 тыс. л.н. [7]. В зырянское (ермаковское) ледниковое время выделялось два межстадиала [3], затем – один [8], теперь – ни одного [7], хотя на севере Западной Сибири в ранневислинском (раннее вюрмское, ермаковское) оледенении до сих пор выделяется два межстадиала [32]. На этом фоне обсудим полученные нами материалы.

Сопряженное $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирование стратотипов подгоризонтов каргинского горизонта показало, что шурышкарский, золотомысский и кирьяский стратотипы коррелятны МИС 5, а лохподгорский – МИС 4 [1, 6, 16, 17]. Это имеет большое значение для стратиграфии, но не так важно для событийной шкалы, т.к. в интервале 50–24 тыс. л.н. по-прежнему выделяется 3 потепления и 2 похолодания; только их глубина и ее изменение с юга на север Западной Сибири отличаются от принятых ранее [2–4, 7, 8 и др.]. В Сургутском Приобье (61° с.ш.) во время потеплений распространялось редколесье лесотундры или северной тайги, а в похолодания – травянистые или ерниковые тундры, т.е. смещение растительных подзон к югу могло превышать 800 км, а во время потеплений – достигать 600–700 км. Около 65° с.ш. (Золотой Мыс) в раннее и среднее потепления [16]

растительность была близка современной (северная тайга). Ещё на 2–3° севернее каргинский горизонт представлен отложениями трёх ингрессий моря и разделяющими их регрессиями [8, 10, 20, 21 и др.]. От низовой Оби до Таймыра известно много местонахождений фораминифер, изучение которых показало, что в раннее потепление придонные температуры летом были около 0°C, а в среднее – достигали 5°C. Отличие ассоциаций фораминифер оптимума каргинского времени от казанцевских подробно проанализировано [10, 20, 28] и более древний (казанцевский) возраст слоёв, относимых к каргинскому оптимуму, маловероятен. А недавно получен и AMS-возраст самих фораминифер из каргинских слоёв: 39–31 тыс. л.н. [10, 21]. Странно, что на западе Ямала следов такого потепления в каргинских слоях не обнаружено [25]. На Таймыре, около 74° с.ш., в слоях, датированных 28–26,7 тыс. л.н., температуры и сумма осадков были близки и несколько выше современных [24]. Ингрессия моря от Оби до Таймыра вызвана изостазией послезырянского оледенения, которое восточнее Таймыра не распространялось. Но и там к северу от кряжей Прончищева, Чекановского, на Быковской протоке, в низовьях Яны, Колымы и на Чукотке в слоях, соответствующих каргинским потеплениям (в т.ч. и последнему, наименее глубокому), климат был близок современному или более мягкий [12, 15, 22, 23, 29–32 и др.]. В отличие от северных районов, в бореальной зоне Западно-Сибирской низменности каргинское время отличалось «межстадиальным климатом». Но в горах Западной и Восточной Сибири климат был мозаичным и в потепления достигал параметров современного или более мягкого [14].

Очередная ревизия ^{14}C дат древнее 35 тыс. л.н., полученных в 1960–1970-е гг., на которых основана стратиграфия каргинского горизонта, вновь заставила отнести ряд слоёв, в т.ч. в стратотипах шурышкарского, золотомысского и кирьяского подгоризонтов, к казанцевскому горизонту. Это показало большее разнообразие палеоклиматов казанцевского времени в бореальной зоне Западно-Сибирской равнины. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты и анализ палеоботанических данных позволил сопоставить палеоклиматические события казанцевского времени с событиями, отраженными в Гренландском ледниковом керне [27], и уточнить последовательность палеоклиматических событий в бореальной зоне Западно-Сибирской равнины.

Оптимум казанцевского межледниковья палеоботанически изучен в серии [1, 2, 4, 8 др.] разрезов. Из них $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датами обеспечены [1, 6] разрезы Бедоба (58°47' с.ш.) и Шурышкары (65°55' с.ш.). На Оби до берега казанцевского моря распространялась южная тайга с примесью широколиственных пород. Сравнение с кривыми ледового керна Гренландии и Антарктиды позволило сопоставить главный (нижний) оптимум с событием 5e5. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты оптимума в этих разрезах и донных осадках оз. Байкал показывают, что событие 5e5 в бореальной зоне Сибири произошло

значительно раньше начала МИС 5 – 127 тыс. л.н. [26], т.к. распреснение океана могло существенно отставать от начала глобального потепления, отражённого растительностью бореальной зоны. В главный оптимум (5e5) на западе равнины смещение северной границы южной тайги к северу превышало 700 км, а южной границы – только на 300–400 км. На востоке равнины северная тайга смещалась на 500 км севернее современного его положения. По другим разрезам казанцевского горизонта [2, 4, 8, 18] чётко выделяется 2-й оптимум, соответствующий событию 5e1 [27]; намечается оптимум на уровне события 5e3; чётко выделяется пессимум на уровне события 5e4 и менее чётко – на уровне события 5e2.

В среднем течении Оби (разрез Кирьяс около 61°с.ш.) $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дата позволила выявить слои, соответствующие подстадии МИС 5с с развитием елово-лиственничной северной тайги [17], южная граница которой в настоящее время находится в 400–450 км севернее Кирьяса. Слои подстадии МИС 5с в разрезе Кирьяс подстилаются слоями с палиноспектрами безлесной перигляциальной растительности [19], соответствующими, вероятно, подстадии МИС 5d. Растительность времени накопления слоёв подстадии МИС 5d в разрезе Кирьяс близка растительности внеледниковой зоны зырянского и сартанского оледенений. Это позволяет относить начало зырянского оледенения к подстадии МИС 5d, а конец – к концу МИС 4. Чем менее глубоким было потепление в бореальной зоне Западной Сибири, тем ближе $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дата [1, 6, 17, 18] совпадают с расчётным временем проявления пиков в ледовом керне Гренландии. Так, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ дата из нижнего торфяника Кирьяса [17] почти полностью совпадает с событием IS-23 на кривой гренландского ледового керна [27]. Торфяники ещё двух межстадиальных потеплений зырянского оледенения изучены в Богдашкиных горах (Белогорский материк). Нижнебогдашкинские (80±11 тыс. л.н.) и верхнебогдашкинские (65±8 тыс. л.н.) слои датированы ТЛ-методом. Нижнебогдашкинские слои формировались в условиях, близких современной средней тайге; верхнебогдашкинские – в условиях елово-березовых лесов; а суглинки, разделяющие их торфяники, по данным диатомовой флоры, – в условиях, близких водноледниковым [4].

Автор выражает искреннюю признательность В.Ю. Кузнецову, Ф.Е. Максимова, Х.А. Арсланову за проведение ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования, Ф.Ю. Величквичу за определение макрофлоры и Г.Н. Шиловой за проведение палинологического анализа.

Литература

1. Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. и др. Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -методов для обоснования хронологии позднеледниковых отложений Западной Сибири // *Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. М., 2007. С. 18–20.

2. Архипов С.А., Вотах М.Р. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск, 1977. 214 с.
3. Архипов С.А., Астахов В.И. и др. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум последнего оледенения. Новосибирск, 1980. 110 с.
4. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, 1994. 106 с.
5. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // *Бюл. КИЧП*. 2009. № 69. С. 8–24.
6. Астахов В.И., Арсланов Х.А. и др. Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // *Докл. АН*. 2005. Т. 401, № 1. С. 95–99.
7. Волкова В.С. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Западной Сибири: современное состояние, проблемы и пути их решения // *Бюл. КИЧП*. 2009. № 69. С. 25–31.
8. Волкова В.С., Архипов С.А. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 2003. 247 с.
9. Гуськов С.А. Средне-позднеоплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири // *Бюл. КИЧП*. 2009. № 69. С. 40–47.
10. Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации фораминифер // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36, № 3. С. 25–30.
11. Зубаков В.А. Приобская Сибирь // *Геохронология СССР*. Ленинград, 1974. Т. 3. С. 187–208.
12. Каплина Т.Н., Шер А.В. и др. Опорный разрез на Аллаихе (низовья Индигирки) // *Бюл. КИЧП*. 1960. № 50. С. 73–95.
13. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., 1974. 255 с.
14. Лаухин С.А. Новые данные о каргинском времени Сибири // *Квартер-2005*. Сыктывкар, 2005. С. 217–218.
15. Лаухин С.А., Рыбакова Н.О. О времени климатического оптимума среднего вюрма Западной Чукотки // *Докл. АН СССР*. 1982. Т. 267, № 4. С. 895–899.
16. Лаухин С.А., Арсланов Х.А. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // *Докл. АН*. 2006. Т. 411, № 4. С. 540–544.
17. Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Геохронология и ландшафтно-климатические условия раннезырянского межстадиала Западной Сибири // *Докл. АН*. 2008. Т. 420, № 5. С. 683–686.
18. Лаухин С.А., Арсланов Х.А. и др. Новое обнажение погребенного торфяника казанцевского возраста в низовьях Иртыша // *Докл. АН*. 2008. Т. 418, № 5. С. 650–654.
19. Левина Т.П. Палинологическая характеристика отложений позднечетвертичной ледниковой эпохи в долине Средней Оби // *Стратиграфия и палинология мезозоя и кайнозоя Сибири*. Новосибирск, 1979. С. 74–98.
20. Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск, 1984. 128 с.
21. Левчук Л.К., Орлова Л.А. Каргинский комплекс фораминифер северного побережья о. Колгуев (Баренцево море) // *Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Новосибирск, 2009. С. 352–355.
22. Питулько В.В., Павлова Е.Ю. и др. Природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низмен-

- ности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 1. С. 103–108.
23. Andreev A.A., Schirrmeyer L. et al. Paleoenvironment Changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary – Evidence from Pollen Records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung. 2002. Vol. 70. P. 13–25.
24. Andreev A.A., Tarasov P.E. et al. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // Boreas. 2003. Vol. 32. P. 484–505.
25. Andreev A.A., Forman S.L. et al. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea based on pollen records // Quaternary Research. 2006. Vol. 65. P. 275–281.
26. Bassinot F.E., Laberie L.D. et al. The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planetary Sci. Letters. 1994. Vol. 126. P. 91–108.
27. Dansgaard W., Johnsen S.J. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // Nature. 1993. Vol. 364(6434). P. 218–220.
28. Gusskov S.A., Levchuk L.K. Foraminiferal complexes and paleoceanographic reconstructions of the Middle and Late Pleistocene interglacial basins in the North of Siberia // Antropozoic. 1999. Vol. 23. P. 125–132.
29. Laukhin S.A., Drozdov N.I. Geological situation of Kymyneikai Site in the North of Chukotka Peninsula // Prehistory – Danyang and her Neighbours. IKOP. 2007. P. 343–375.
30. Schirrmeyer L., Sigert C. et al. Paleoenvironment and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 97–118.
31. Schirrmeyer L., Grosse G. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge // Polar Geography. 2003. Vol. 27. P. 277–319.
32. Schirrmeyer L., Grosse G. et al. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas for the last 60 000 years (western Laptev Sea coast) // Polar Research. 2007. V. 27. P. 249–272.
33. Svendsen J.I., Alexanderson H. et al. Late Quaternary Ice sheet history of northeastern Eurasia // Quaternary Science Review. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛЛЮСКОВ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Н.В. Лебедева

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Малакофаунистический анализ – один из палеозоологических методов, использующийся для палеоэкологических реконструкций природной среды голоцена. Метод основан на изучении раковин ископаемых моллюсков. Строение раковины является важным диагностическим признаком условий осадкообразования [8].

Морфологические особенности малакофауны были изучены на примере раковин ископаемых моллюсков из торфяной толщи разреза Тигрино, базальные горизонты которых датированы субатлантическим временем.

Торфяная залежь Тигрино залегает на заболоченном водоразделе рр. Енисей и Амыл, в 2 км от с. Тигрино к востоку. С заболоченного водораздела берут начало р. Лугавка, правый приток р. Енисей и р. Джебь – левый приток р. Амыл. Урез р. Енисей на этом участке 260 м. Мощность торфяной залежи 1,96 м [3, 11].

Из торфяных отложений разреза Тигрино были отобраны сохранившиеся остатки малакофауны. Нахождение раковин моллюсков было обнаружено на глубине от 0,9 до 0,15 м. Торфяные отложения характеризуются присутствием раковин пресноводных видов моллюсков: *Gyraulus rossmaessleres* (Auerswald, 1851), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Galba polustris* (O.F. Muller, 1774) [1, 4, 5]; наземных видов: *Euconulus fulvus* (Müller, 1774), *Zonitoides niti-*

us (O.F. Muller, 1774), *Oxyloma elegans* (Risso, 1826), *Pupilla muscorium* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea* sp. Draparnaud, 1801, *Succinea putris* (Linné, 1758), *Perpolita hammonies* (Ström, 1765), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) [2, 9].

Представители *Carychium minimum* (Müller, 1774) имеют удлинённо-яйцевидную раковину мелких размеров (В 1,65–1,85 мм, Ш 0,9–1,0 мм; Ш/В 0,54–0,55, ср. 0,55), тонко и равномерно исчерчена, с тупым завитком (ВЗ 0,9–1,1 мм; ВЗ/В 0,3 мм). Обороты выпуклые, 4,5–5. Шов глубокий. Последний оборот шире предпоследнего (ВПО/В 0,69–0,71, ср. 0,7), сильно вздут. Устье косое, овальной формы (ВУ 0,7 мм, ШУ 0,65 – 0,7 мм; ВУ/В 0,36–0,45, ср. 0,41). В устье 3 зуба [2, 9].

Вид *Succinea putris* (Linné, 1758) представлен остро яйцевидной, неравномерно тонко исчерченной раковиной (В 3–4,8 мм, Ш 1,9–2,9 мм; Ш/В 0,58–0,6, ср. 0,59). Последний оборот сильно вздут (ВПО/В 0,92–1,11, ср. 1,01). Завиток короткий: ВЗ 0,9–1,2 мм; ВЗ/В 0,19–0,33, ср. 0,27. Оборотов 3–3,5, реже 4; предпоследний оборот слабо выпуклый; последний оборот у шва плоский. Устье яйцевидной формы (ВУ 2,4–3,9 мм, ШУ 1,7–2,3 мм; ВУ/В 0,67–0,81, ср. 0,74). Обитает в долинах рек и на влажных лугах [2, 9].

Раковина вида *Oxyloma elegans* (Risso, 1826) остро яйцевидная, узкая (В 12,6 мм, Ш 6,2 мм; Ш/В 0,49).

Последний оборот выпуклый: ВПО/В = 0,75; 3 слабо выпуклых оборота, завиток короткий (ВЗ = 4,5 мм; ВЗ/В 0,36. Устье каплевидной формы (ВУ 8,1 мм, ШУ 4,8 мм; ВУ/В 0,64) сильно оттянуто, очень косое [2, 9].

Представители вида *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774) имеют яйцевидно-коническую раковину: В 5,3 мм, Ш 2,4 мм; Ш/В 0,5; ВПО/В 0,6, очень слабо и неясно исчерченную, гладкую, блестящую. Завиток высокий (ВЗ 3,3 мм; ВЗ/В 0,62). 6 слабо выпуклых оборотов, шов неглубокий. Устье овальное наверху с острым углом (ВУ 2 мм, ШУ 1,4 мм; ВУ/В 0,38 мм). Зубов нет. Обитает во влажных местах – в траве, мху и в лесной подстилке [2, 9].

Вид *Pupilla muscorium* (Linné, 1758) характеризуется яйцевидно-цилиндрической раковиной В 3–3,2 мм, Ш 1,8–2 мм, ВЗ 2,2–2,3 мм; Ш/В 0,59–0,63, ср. 0,61; ВЗ/В 0,71–0,74, ср. 0,73) с округлой верхушкой. Оборотов 6–6,5, слабо выпуклых, разделенных неглубоким швом. Последний оборот на затылке с крупным гребнем (ВПО/В 0,42–0,45, ср. 0,43). Устье округлое, усеченное высотой 0,85 мм, шириной 1 мм (ВУ/В 0,26–0,29, ср. 0,28) [2, 9].

Представители вида *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) имеют низко-коническую раковину (В 1,15 – 1,3 мм, Ш 2,1–2,4 мм; Ш/В 1,65–1,87, ср. 1,77) тонко и неравномерно исчерчена. Оборотов 3,25–3,5. Последний оборот почти в два раза шире предпоследнего, не опущен. Устье практически круглое (ВУ 1,4–1,9 мм, ШУ 1,8–2 мм). Обитает в сильно влажных местах, среди травы, мха, под камнями [2, 9].

Раковина вида *Perpolita hammonies* (Ström, 1765) выпуклая, низко-коническая (В 1,5–2,6 мм, Ш 2,9–4,1 мм; Ш/В 1,58–2, ср. 1,83). Оборотов 3,5–4, слабо выпуклых. Устье удлинненно-овальное, косое и оттянуто вниз (ВУ 1,64 мм, ШУ 1,94). Пупок довольно широкий. Обитает в лесу в листовенной подстилке и на влажных лугах [2, 9].

Euconulus fulvus (Müller, 1774) имеют широко коническую раковину (В 2–2,1 мм, Ш 2,9–3 мм; Ш/В 1,43–1,45, ср. 1,44) с высоким завитком. Оборотов 5–6, медленно нарастающих, выпуклых. Устье слегка косое, овальное, широкое. Пупок закрытый. Обитает как во влажных лесах, так и в сравнительно сухих местах, живет в листовенной подстилке, под корой отмерших деревьев и во влажных лишайниках [2, 9].

Zonitoides nitidus (O.F. Müller, 1774) имеют низко коническую раковину (В 3,2–3,8 мм, Ш 6–7 мм), с острым завитком. 4,5–5 выпуклых оборотов. Шов

глубокий. Пупок широкий глубокий и узкий. Обитает на влажных лугах, в заболоченных участках леса, на берегах рек и прудов [2]. *Gyraulus rossmaessleres* (Auerwald, 1851) имеют раковину спирально-плоскостную (В 0,9–1,5 мм, Ш 2,4–4,7 мм; Ш/В 2,67–3,13, ср. 2,84). 4 оборота. Шов глубокий. Устье круглое, несколько косое [1, 8].

Раковина представителей вида *Pisidium amnicum* (Müller, 1774) круглой формы (Д 1,8–3,7 мм, В 1,4–3,2 мм, В/Д 0,8–0,9, ср. 0,82;). Поверхность ребристая. Макушка широкая, немного выступает [1, 8].

Galba polustris (Müller, 1774) имеют остро яйцевидную, довольно прочную раковину (В 7,2 мм, ШУ 3 мм; Ш/В 0,42). Завиток высокий, конической формы (ВЗ 4,2 мм; ВЗ/В ср. 0,58). 5,5–7 оборотов. Шов глубокий. Последний оборот вздут (ВПО/В 0,68). Устье овальной формы (ВУ 3 мм, ШУ 1,7 мм; ВУ/В 0,42), пупок закрытый [8].

Литература

1. Жадин В.И. Моллюски пресных вод СССР (Определители по фауне СССР // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 46). М.; Л.: АН СССР, 1952. 376 с.
2. Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР (Определители по фауне СССР // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 43). М.; Л.: АН СССР, 1952. 512 с.
3. Луцкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд. АН СССР, 1960. 276 с.
4. Санько А.Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Белорусии и смежных регионов России, Литвы и Польши (атлас-определитель). Минск: Национальная академия наук Белорусии; Институт геохимии и геофизики, 2007. 155 с.
5. Старобогатов Я.И. История пресноводной малакофауны Сибири // Вопросы малакологии Сибири. Томск, 1969.
6. Фидельская Н.В. Реконструкция изменения климата в голоцене на правобережье Южно-Минусинской котловины (с использованием метода малакофаунистического анализа) // Экология России и сопредельных территорий. Экологический катализ: Материалы XI международной экологической студенческой конференции. Новосибирск, 2006. С. 45.
7. Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во Краснояр. гос. ун-та, 1995. 180 с.
8. Gloer P. Mollusca I. Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. Hetlingen, 2002. 327 s.
9. Syssoev A., Schileyko A. Land snails and slugs of Russia and adjacent countries. Bulgaria, 2009. 313 p.

ВИДОВОЕ РАЗНООБРАЗИЕ МОЛЛЮСКОВ СУБАТЛАНТИЧЕСКОГО ПЕРИОДА ГОЛОЦЕНА ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Н.В. Лебедева¹, Г.Ю. Ямских²

¹ Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

² Красноярский государственный педагогический университет им. В.П. Астафьева, г. Красноярск, Россия

Современные и ископаемые моллюски широко распространены на территории Минусинской котловины. Малакофауна представлена 2 классами пресноводных и 1 классом наземных видов. До настоящего времени она еще мало изучена [2, 4], а ископаемые виды моллюсков исследованы слабо [5]. На территории Южно-Минусинской котловины изучено 7 разрезов. Всего определено 18 пресноводных и 16 наземных видов ископаемых моллюсков [1, 3].

В торфяных отложениях разреза «Ивановский» были найдены раковины пресноводных (*Ompiscula glabra* (O.F. Muller, 1774), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Galba truncatula* (O.F. Muller, 1774)) и наземных видов (*Carychium minimum* (Müller, 1774), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774), *Zonitoides nitidus* (O.F. Muller, 1774), *Succinea*

putris (Linné, 1758), *Vallonia enniensis* (Gredler, 1856), *Pupilla muscorium* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Perpolita hammonies* (Ström, 1765), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774)) [7, 8].

Торфяная залежь Тигрино характеризуется присутствием раковин пресноводных видов моллюсков: *Ompiscula glabra* (O.F. Muller, 1774), *Gyraulus rossmaessleres* (Auerswald, 1851), *Radix labiata*, *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Galba truncatula* (O.F. Muller, 1774), *Galba polustris* (O.F. Muller, 1774); наземных видов: *Euconulus fulvus* (Müller, 1774), *Zonitoides nitidus* (O.F. Muller, 1774), *Oxyloma elegans* (Risso, 1826), *Pupilla muscorium* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea* sp. Draparnaud, 1801, *Succinea putris* (Linné, 1758), *Perpolita hammonies* (Ström, 1765), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) [1, 3, 7, 8].

Видовой состав и распространение ископаемой малакофауны Южно-Минусинской котловины

Виды	Торфяные массивы						
	Ивановка	Илжа	Каптырево	Тигрицкое	Знаменка	Ермолаево	Зарничный
Пресноводные: <i>Limnea</i> sp. (Lamarck, 1799)		+					+
<i>Limnea pereger</i> (Müller, 1774)					+		+
<i>Stagnicola corvus</i> (Gmelin, 1791)					+		
<i>Stagnicola palustris</i> (O.F. Muller, 1774)		+	+			+	+
<i>Ompiscula glabra</i> (O.F. Muller, 1774)	+		+	+		+	+
<i>Anisus spirorbis</i> (Linnaeus, 1758)							+
<i>Bathymophales contortus</i> (Linné, 1758)							+
<i>Gyraulus laevis</i> (Alder, 1838)	+	+	+		+	+	+
<i>Gyraulus crista</i> (Linné, 1758)		+					
<i>Gyraulus rossmaessleres</i> (Auerswald, 1851)				+	+		
<i>Pisidium amnicum</i> (Müller, 1774)	+	+	+	+	+		
<i>Galba truncatula</i> (O.F. Muller, 1774)	+			+		+	
<i>Galba polustris</i> (O.F. Muller, 1774)				+			
<i>Valvata pulchella</i> (Studer, 1820)		+	+			+	
<i>Radix labiata</i>			+	+		+	
<i>Anisus spirorbis</i> (Linnaeus, 1758)						+	
<i>Anisus vorticulus</i> (Troschel, 1834)		+					
<i>Aplexa hypnorum</i> (Linné, 1758)		+					
Наземные: <i>Carychium minimum</i> (Müller, 1774)	+			+			+
<i>Succinea</i> sp. (Draparnaud, 1801)				+			+
<i>Succinea putris</i> (Linné, 1758)	+		+	+			
<i>Perpolita hammonies</i> (Ström, 1765)	+		+	+			+
<i>Vallonia pulchella</i> (Müller, 1774)	+	+		+	+		+
<i>Vallonia costata</i> (Müller, 1774)		+					+
<i>Vallonia enniensis</i> (Gredler, 1856)	+						
<i>Vertigo modesta</i> (Say, 1824)		+					+
<i>Vertigo antiverigo</i> (Draparnaud, 1801)		+					
<i>Pupilla muscorium</i> (Linné, 1758)	+			+			+
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller, 1774)	+		+	+			
<i>Euconulus polustris</i>		+					
<i>Euconulus fulvus</i> (Müller, 1774)	+			+			
<i>Zonitoides nitidus</i> (O.F. Muller, 1774)	+			+			
<i>Oxyloma elegans</i> (Risso, 1826)				+			
<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller, 1774)							+

Торфяная залежь Ермолаевская содержит включения ископаемых раковин 7 видов пресноводных моллюсков (*Valvata pulchella* (Studer, 1820), *Radix labiata*, *Anisus spirorbis* (Linnaeus, 1758), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Galba truncatula* (O.F. Muller, 1774), *Stagnicola palustris* (O.F. Muller, 1774), *Ompiscula glabras* (O.F. Muller, 1774)) [1, 7].

Ископаемая малакофауна торфяного месторождения Иджа, представлена раковинами пресноводных моллюсков, относящихся к видам: *Valvata pulchella* (Studer, 1820), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Gyraulus crista* (Linné, 1758), *Limnea* sp. (Lamarck, 1799), *Stagnicola palustris* (O.F. Muller, 1774), *Anisus vorticulus* (Troshel, 1834), *Aplexa hypnorum* (Linné, 1758) – и наземных: *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Vallonia costata* (Müller, 1774), *Euconulus polustris*, *Vertigo modesta* (Say, 1824), *Vertigo antiverigo* (Draparnaud, 1801) [1, 3].

В торфяных отложениях болотного массива Знаменский обнаружены раковины, относящиеся к 5 видам пресноводной малакофауны – *Limnea pereger* (Müller, 1774), *Stagnicola corvus* (Gmelin, 1791), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Gyraulus rossmaessleres* (Auerswald, 1851), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774) – и 1 виду наземной – *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) [1, 3, 7].

Малакофауна, отобранная из торфяных отложений болотного массива Каптыревский, содержит следующие виды: *Stagnicola palustris* (O.F. Muller, 1774), *Ompiscula glabras* (O.F. Muller, 1774), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Valvata pulchella* (Studer, 1820), *Radix labiata*, *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Perpolita hammonies* (Ström, 1765) [7, 8].

Фауна моллюсков болотного массива Зарничный разнообразна и представлена видами: *Limnea* sp. (Lamarck, 1799), *Limnea pereger* (Müller, 1774), *Stagnicola palustris* (O.F. Muller, 1774), *Ompiscula glabras* (O.F. Muller, 1774), *Anisus spirorbis* (Linnaeus, 1758), *Bathymophales contortus* (Linné, 1758), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838) – пресноводные; *Carychium minimum*

(Müller, 1774), *Succinea* sp. (Draparnaud, 1801), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Perpolita hammonies* (Ström, 1765), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Vallonia costata* (Müller, 1774), *Vertigo modesta* (Say, 1824), *Pupilla muscorium* (Linné, 1758) – наземные [1, 3, 7, 8].

Наиболее широким распространением в торфяниках исследуемой территории характеризуются такие виды, как *Stagnicola palustris* (O.F. Muller, 1774), *Ompiscula glabras* (O.F. Muller, 1774), *Gyraulus laevis* (Alder, 1838), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) (таблица) [1, 3].

Наибольшее количество ископаемой малакофауны обнаружено и изучено в голоценовых торфяных отложениях с. Тигрино и пос. Зарничный.

Литература

1. Жадин В.И. Моллюски пресных вод СССР (Определители по фауне СССР // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 46). М.; Л.: АН СССР, 1952. 376 с.
2. Иоганзен Б.Г., Черемнов А.Д. К изучению пресноводных моллюсков бассейна верхнего Енисея // Вопросы малакологии Сибири. Томск, 1969.
3. Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР (Определители по фауне СССР // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 43). М.; Л.: АН СССР, 1952. 512 с.
4. Старобогатов Я.И. История пресноводной малакофауны Сибири // Вопросы малакологии Сибири. Томск, 1969.
5. Фидельская Н.В. Реконструкция изменения климата в голоцене на правобережье Южно-Минусинской котловины (с использованием метода малакофаунистического анализа) // Экология России и сопредельных территорий. Экологический катализ: Материалы XI международной экологической студенческой конференции. Новосибирск, 2006. С. 45.
6. Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во Краснояр. гос. ун-та, 1995. 180 с.
7. Gloer P. Mollusca I. Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. Hetlingen, 2002. 327 s.
8. Sysoev A., Schileyko A. Land snails and slugs of Russia and adjacent countries. Bulgaria, 2009. 313 p.

МЕЛКИЕ ВОРОБЬИНЫЕ (AVES, PASSERIFORMES) ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

Н.В. Мартынович

Красноярский краевой краеведческий музей, г. Красноярск, Россия

Изучение ископаемых мелких воробьиных – непростая задача, и связано это не только с редкостью находок этих птиц, мелкими размерами и хрупкостью скелета, необходимостью использования промывки и просеивания при разборе вмещающих отложений, но и с существенными проблемами в процессе определения, связанными с недостаточной изученностью морфологии скелета разных групп, пробелами в наполнении

сравнительных коллекций. Несмотря на эти трудности в последние годы исследования в этой области на территории Южной Сибири продвинулись, главным образом, усилиями А.В. Пантелеева, который указал для Северо-Западного Алтая в среднем и позднем неоплейстоцене 25 видов мелких воробьиных [1, 2].

В данной работе указываются находки воробьиных, исключая семейство врановых (Corvidae), из

основных местонахождений верхнего неоплейстоцена Приенисейской Сибири.

Пещера Еленева (1) – хорошо известный палеогеографический памятник на левом берегу Енисея выше Красноярска. Рыхлые отложения, содержащие многочисленные фаунистические остатки (от рыб до крупных млекопитающих) и археологические артефакты, датированы концом неоплейстоцена – голоценом. Выполнена колонка из 29 датировок по радиоуглероду, археологические, палинологические, микротериологические и палеорнитологические исследования. В ходе раскопок и промывки рыхлых отложений из неоплейстоценовых супесчаных отложений (несколько дат в интервале от 12 до 11 тыс. лет) получена коллекция в несколько тысяч костных остатков птиц, большую часть из которых составляют остатки мелких воробьиных [3].

Открытая палеолитическая стоянка Большая Слизнева (2) расположена на правом берегу Енисея, напротив пещеры Еленева; датирована неоплейстоценом, содержит в основном остатки копытных, находки птиц случайны [4].

Пещера Тоннельная (3) локализована в скальном массиве на правом берегу Бирюсинского залива. Планомерные раскопки были проведены со значительным перерывом [5, 6]. В линзе неоплейстоценовых бурых суглинков (12 510±65; 13 845±345 (СО АН – 1466, 1465)) отобраны многочисленные кости белых куропаток (*Lagopus*) и среди них – небольшая коллекция костей мелких воробьиных.

Пещера Недоступная (4) находится в том же скальном массиве, что и пещера Тоннельная. Небольшая коллекция фаунистических остатков была получена из поверхностного 20-сантиметрового слоя, который был датирован по кости в 35 080±1 675 (СО АН 2487) [6].

Палеолитическая стоянка Каштанка (5) была открыта в 1990-х гг. на левом берегу Красноярского водохранилища в районе с. Куртак [7]. В размываемом культурном горизонте, наряду с каменными и костяными артефактами верхнепалеолитического облика, были обнаружены немногочисленные фаунистические остатки, включающие кости птиц [8]. В тафономическом плане не совсем понятно присутствие многочисленных остатков грызунов, основными из которых оказались пеструшки (*Lagurus*) [4].

Открытая стоянка Серебрякова (6) – одно из новых открытий красноярских археологов, расположена на левом берегу Енисея, в 20 км ниже Красноярска. Микрофаунистические остатки немногочисленны, и получены промывкой культурного горизонта [9]. В палеорнитологическом плане стоянка интересна находкой во втором культурном слое (датирован 19 тыс. лет, по персональному сообщению Е.В. Акимовой) степных жаворонков (*Melanocorypha*). В ископаемом состоянии для Средней Сибири таксон указывается впервые.

Известный мустьерский грот Двуглазка (7) приурочен к южным отрогам Батеневского кряжа и рас-

положен у с. Толчая Богградского района Хакасии. Для нижнего горизонта получена дата в 27 200±800 (ЛЕ-4811). Среди немногочисленных фоссильных остатков птиц преобладали кости белых куропаток и клушицы. Кости мелких воробьиных оказались единичны [10].

Грот Проскуракова (8) расположен на правом берегу р. Белый Июс выше с. Ефремкино. Основной палеонтологический материал – остатки крупных травоядных (бизонов и лошадей), по костям которых и были получены три радиоуглеродные даты у отметки в 40 тыс. лет [11]. Находки птиц единичны.

Тохзасский грот (9) – Большой грот, расположенный в верхней части скального массива по правому берегу р. Белый Июс в одном километре от грота Проскуракова. Небольшая коллекция костей птиц получена в совокупности с костями неоплейстоценовых копытных и грызунов из верхнего горизонта до 40 см.

Очень интересной представляется находка степных жаворонков из Серебряковки. В настоящее время на юг Средней Сибири заходит с запада степной жаворонок (*Melanocorypha calandra*) и с востока – монгольский жаворонок (*Melanocorypha mongolica*). Оба вида предпочитают аридные, степные до полупустынных (второй вид) местообитания. К сожалению, имеющийся в наличии ископаемый и сравнительный материал не позволяет провести определение до вида. Хотя проксимальные части плечевых, коракоидов и дистальный отдел тарсометатарсуса, по которым был установлен это род жаворонков, считаются надежными в плане диагностики мелких воробьиных. Один из представителей рода – черный жаворонок (*Melanocorypha yeltoniensis*) – указан для неоплейстоцена Северо-Западного Алтая [1].

Открытие этих жаворонков стенотопов палеоэкологически показательно, оно поддерживает находки степных грызунов – пеструшек, тушканчиков (подъемные сборы) в неоплейстоценовых горизонтах отложений долины Енисея, сформировавшихся в условиях доминирования перигляциальных тундростепных ландшафтов.

Многочисленные представители рода *Turdus* традиционно считаются трудными для видового определения [12], однако достаточно хорошо отличаются от других воробьиных среднего размера; их остатки оказались обычными в голоценовых отложениях пещерных памятников Южной Сибири.

Находка каменного воробья в мустьерских слоях грота Двуглазка пока единична для Средней Сибири [13], в рецентном состоянии вид отмечался в Убусурской котловине Тывы.

Остатки костей чижа оказались нередко среди косточек птиц в нижних, неоплейстоценовых, отложениях Еленевой пещеры. Сам комплекс удивителен сочетанием типично тундровых (преобладают кости белых куропаток) и лесных (до таежных видов) птиц. Такая же картина обнаружилась и на примере мелких млекопитающих. Однако палинологические

Находки мелких воробьиных в верхнем неоплейстоцене Приенисейской Сибири

Местонахождение	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Рогатый жаворонок (<i>Eremophila alpestris</i>)					+		+		
Степной жаворонок (<i>Melanocorypha</i> sp.)						+			
<i>Hirundo rustica</i> – ласточка-касатка	+								
<i>Delichon urbica</i> – воронка	+	+							
<i>Bombicilla garrulus</i> – свистель	+								
<i>Turdus pilaris</i> – дрозд-рябинник	+								
<i>Turdus</i> cf. <i>ruficollis-philomelos</i> – темнозобый, или певчий, дрозд	++								
<i>Turdus</i> cf. <i>ruficollis</i> – темнозобый дрозд			+						
<i>Turdidae</i> gen indet – дроздовые						+			
<i>Lanius excubitor</i> – большой сорокопут							+		
<i>Emberiza</i> sp. – овсянка			+						
<i>Petronia petronia</i> – каменный воробей							+		
<i>Carduelis spinus</i> – чиж	+								
<i>Carduelis flammea</i> – чечетка			+						
<i>Loxia curvirostra</i> – клест еловик			+						
<i>Carpodacus roseus</i> – сибирская чечевица			+						
<i>Pinicola enucleator</i> – шур	+								
<i>Leucosticte arctoa</i> – сибирский горный выюрок				+					
<i>Pyrrhula pyrrhula</i> – снегирь	+			+					
<i>Coccothraustes coccothraustes</i> – дубонос								+	
<i>Plectrophenax nivalis</i> – пуночка			+						
<i>Passeriformes</i> fam indet	+++	+	+	+	+	+	+	+	++

исследования этих горизонтов предположили наличие ельников, которые, вероятно, спускались по логам и долинам впадающих в Енисей рек, занимая теневые и увлажненные места [14].

Сибирский горный выюрок найден для Средней Сибири только среди фоссильных остатков из пещеры Недоступная [6]. С другой стороны, вид оказался фоновым для неоплейстоценовых орнитокомплексов, например пещер Разбойничьей и Денисовой Северо-Западного Алтая [1, 15].

Указанные виды разбиваются на хорошо очерченные группировки, и, хотя набор не впечатляет количеством, но обладает выраженным «экологическим качеством».

1. Горно-скальные виды – сибирский горный выюрок, каменный воробей, воронка, касатка.

2. Виды открытых местообитаний, тундростепные, – рогатый жаворонок, степной жаворонок (*Melanocorypha* sp.), пуночка

3. Лесные виды (самая многочисленная и разнообразная группировка) – свистель, дрозд-рябинник, большой сорокопут, чиж, клест-еловик, сибирская чечевица, шур, снегирь, чечетка. Некоторые виды могут встречаться как в темнохвойных массивах, так и среди пойменных зарослей. Чечетку с полным правом можно отнести и ко второй группе.

Пожалуй, наиболее интересны лесные виды, которые указывают на наличие в среднегорье Приенисейской Сибири таежных рефугиумов в финале неоплейстоцена. Комплекс ярко выражен в материалах пещеры Еленева из слоев, датированных в 12–11 тыс. лет.

Литература

1. Пантелеев А.В. Костные остатки птиц из плейстоценовых отложений Денисовой пещеры // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных

территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. 2002. Т. 8. С. 173–178.

- Пантелеев А.В. Ландшафтно-климатические изменения у Денисовой пещеры (Северо-Западный Алтай) по остаткам птиц // Бюл. МОИП. Отд. Биол. 2006. Т. 111, вып. 1. С. 63–69.
- Макаров Н.П., Мартынович Н.В., Оводов Н.Д. Пещера Еленева – многослойный голоценовый памятник на Среднем Енисее. Краткие итоги изучения // Пещеры: Охрана, история исследований, культура, туризм, современное состояние и перспективы научных исследований в пещерах на территории бывшего СССР: Материалы науч.-практ. конф. Красноярск, 2009. С. 81–105.
- Археология, геология и палеогеография палеолитических памятников юга Средней Сибири (Северо-Минусинская впадина, Кузнецкий Алатау и Восточный Саян) // Путеводитель экскурсии международной конференции «Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке». Красноярск, 1992. С. 22–34.
- Оводов Н.Д., Кольцова В.Г. Природная обстановка финала плейстоцена на Енисее // Археологический поиск. Северная Азия. Новосибирск: Наука, 1980. С. 11–15.
- Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Позвоночные пещер Бирюсинского карстового района (окрестности Красноярска) // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 375–382.
- Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири // Путеводитель Международного симпозиума «Хроностратиграфия палеолита Северной, Центральной, Восточной Азии и Америки (палеоэкологический аспект)». Новосибирск, 1990. С. 123–127.
- Мартынович Н.В. Птицы позднепалеолитической стоянки «Каштанка» // Материалы 6-го Координационного совещания по изучению мамонтов и мамонтовой фауны: Тез. докл. Л., 1991. С. 38–39.
- Акимов Е.В., Мотузко А.Н., Колямкин В.Н., Чеха В.П. Новая позднепалеолитическая стоянка Серебряковка (Средний Енисей) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий (Материалы Годовой сессии Института археологии

- и этнографии СО РАН. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006. Т. 15, ч. 1. С. 11–17.
10. Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения Приенисейского края. Красноярск, 1992. Т. 1. С. 78–83.
 11. Оводов Н.Д., Муратов В.М., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по геологии и териофауне грота Проксурякова (Хакасия) // Петр Алексеевич Кропоткин. Гуманист, ученый, революционер. Российская научная конференция: Сб. тезисов. Чита, 1992. С. 43–45.
 12. Wojcik J.D. The comparative osteology of the humerus in European thrushes (Aves: Turdus) including a comparison with other similarly sized genera of passerine birds – preliminary results // Acta zoologica cracoviensia. Krakow, 2002. 29 Nov. Special iss. 45. P. 369–381.
 13. Мартынович Н.В. Новые данные о плейстоценовых птицах мустьерского памятника – пещеры Двуглазка (Хакасия) // Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск, 2001. С. 503.
 14. Чеха В.П., Андренко О.В., Макаров Н.П., Орлова Л.А. Природная среда позднеледнековья и голоцена Красноярского археологического района по данным изучения пещеры Еленева // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. С. 443–457.
 15. Оводов Н.Д., Мартынович Н.В., Надаховский А. Тафономические особенности пещеры Разбойничья (Алтай) // Производительные силы Красноярского края в современных социально-экономических условиях. Материалы 6-й региональной науч.-практ. и метод. конф. Красноярск: Изд-во Краснояр. отдела РГО, 1999. С. 65–66.

ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ САЖЕНЦЫ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

А.Н. Мотузко

Географический факультет Белорусского государственного университета, г. Минск, Беларусь

Стоянка Саженцы расположена на левом берегу Красноярского водохранилища в предгорьях Западного Саяна на территории Куртакского археологического района. На абразионном пляже обнажились культурные слои стоянки, которые были исследованы в 2008 г.

Остатки млекопитающих из местонахождения Саженцы представлены коренными зубами, резцами, нижними челюстями, костями посткраниального скелета. Сохранность остатков хорошая. Кости скелета не несут следов окатаности и в сборах в массе имеются все анатомические части скелета – кости передних и задних конечностей, резцы, нижние челюсти, кости черепа, позвонки. Все это свидетельствует о том, что исследуемый ориктоценоз сформировался одним процессом на месте их находки и не передвигался на значительные расстояния. Подобное наблюдается в результате жизнедеятельности хищных птиц, погадки которых попадали в захоронение. Прежде чем быть захороненными, остатки длительное время подвергались выветриванию на поверхности почвы, отчего подавляющее большинство нижних челюстей находятся без зубов. Кроме этого на остатках имеются следы пребывания некоторых из них в костре. А остатки наиболее крупных из грызунов – сусликов и пищух – существуют только в виде сильно обгорелых костей скелета.

В сборах 853 определяемых остатков, которые принадлежат следующим видам: *Ochotona* sp. – 1, *Citellus* sp. – 4, *Allactaga* sp. – 2, *Cricetus cricetus* L. – 9, *Dicrostonyx gulielmi* Sanford – 11, *Lagurus lagurus* Pallas – 206, *Microtus* sp. – 438, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas – 114, *Microtus (Microtus) mongolicus* Radde – 62,

Microtus (Pallasinus) oeconomus Pallas – 6. Видовой состав микротериофауны однозначно свидетельствует о том, что в период формирования отмеченного биоценоза в окрестностях местонахождения Саженцы на левом берегу р. Енисей преобладали ландшафты сухих холодных степей. В структуре фауны нет ни одного вида, связанного с лесными биотопами. В ископаемой фауне господствуют остатки степной пеструшки (*Lagurus lagurus* Pallas), узкочерепной полевки (*Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas) и монгольской полевки (*Microtus (Microtus) mongolicus* Radde), которым принадлежат 94% всех определяемых остатков. Более влажные закустаренные пространства существовали на пойме р. Енисей, где обитали полевки-экономки (*Microtus (Pallasinus) oeconomus* Pallas) и хомяки (*Cricetus cricetus* L.). Остатки тушканчиков (*Allactaga* sp.) указывают на значительную сухость климата и существование степных площадей с разреженной растительностью, а присутствие в фауне копытных леммингов (*Dicrostonyx gulielmi* Sanford) является свидетельством значительного похолодания климата и развития тундростепных биотопов. Кроме того, копытные лемминги в отличие от леммингов рода *Lemmus* предпочитают селиться на участках сухих тундр. Таким образом, во время существования фауны были сформированы ландшафты разнотравных разреженных степей с небольшими участками закустаренных сухих тундр. Нахождение остатков копытных леммингов на таком большом расстоянии к югу от его современного ареала является свидетельством значительного похолодания климата.

Относительный возраст исследуемой микротериофауны определяется присутствием в её структуре

остатков степных пеструшек (*Lagurus lagurus* Pallas) и узкочерепных полевок (*Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas). Морфологическое строение нижних переднекоренных зубов (M_1) обоих видов представлено прогрессивными морфотипами, которые встречаются у животных, существовавших во второй половине позднего плейстоцена. Еще определеннее об относительном возрасте свидетельствует морфология коренных зубов копытных леммингов (*Dicrostonyx gulielmi* Sanford). Они представлены морфотипами, которые встречаются на территории Евразии в период развития последнего материкового оледенения – сартанского (валдайского). Такой вывод не противоречит материалам по экологии видов животных в исследуемой фауне. Абсолютное датирование подтвердило выводы, сделанные по фауне. По ^{14}C получена дата – 22 175±195 лет (СО АН-7439). Исходя из даты, можно заключить, что остатки фауны млекопитающих накапливались в геологических слоях вместе с артефактами в конце каргинского межледниковья – в начале сартанского оледенения.

Для выявления особенностей фауны мелких млекопитающих из стоянки Сажены было проведено сравнение видового состава фауны. Для анализа взята фауна мелких млекопитающих из стоянки Дербина-5 на правом берегу Красноярского водохранилища на территории Дербинского археологического района в предгорьях Восточного Саяна.

В 2000 г. на поверхности абразионного пляжа в районе лога Распутный был заложен археологический раскоп Дербина-5, который предположительно выявил геологическое строение древнего конуса выноса. В раскопе был вскрыт слой, который содержал артефакты, раковины моллюсков, остатки крупных и мелких млекопитающих. Геологическое строение слоя имело следующий вид – мощность составляла 1,4 м, в целом это было горизонтальное линзовидное переслаивание суглинков в разной мере гумусированных, цвет суглинков от пепельно-серых до бледно-серых; до глубины 20 см гумусированность слабая, глубже (до 60 см) наблюдается наиболее сильная гумусированность и четкая расслоенность, прослой от 2–3 до 9 см серого, темно-серого и почти черного цвета, от тонко расслоенных до монотонных массивных прослоев с резкими контактами; на глубине 30–40 см по слоистости залегают древесные угольки размером 6–10 мм; на кровле верхнего сильно гумусированного прослоя залегают короткие (3–5 см) тонкие линзы белого мучнистого карбоната; с глубины 60 см и до 110 см наблюдается суглинок неслоистый, бежевый, белесый, очень плотный, негумусированный, с обильными точками карбонатов; до глубины 140 см залегают пачка тонкого переслаивания суглинков белых, серых, бежевых оттенков, слабогумусированных, слоистость волнистая, иногда с ветвлением, наблюдаются натечные формы слоистости; нижняя граница резкая по цвету и текстуре.

В верхней части слоя до глубины 60 см двумя сериями были отобраны образцы на микротерио-

логический анализ. Общее количество фоссилий – 403 определимых фрагмента. Сохранность материала хорошая. Основную массу составляют отдельные зубы животных, нижние челюсти встречаются без зубов, кости черепа вообще не известны, крайне редко обнаружены обломки нижних челюстей с M_1 - M_2 , позвонки и трубчатые кости конечностей представлены фрагментами, в целом виде встречаются более компактные пястные и плюсневые кости, а также фаланги пальцев. Все остатки, включая эмаль на зубах, имеют точечные разрушения поверхности, окрашены в светло-коричневый цвет с отдельными черными пятнами. В видовом составе преобладают остатки пищух и серых полевок – монгольской, узкочерепной и экономки. Серые полевки обитали в степных биотопах с разным составом травостоя, а пищухи предпочитали открытые пространства предгорий с каменными россыпями. Весь приведенный материал по тафономии свидетельствует о том, что формирование местонахождения связано с жизнедеятельностью крупных хищных птиц типа беркута. Птичьи погадки с остатками мелких млекопитающих значительное время находились на поверхности и подвергались выветриванию, после чего постепенно захоронялись в почве без особых перемещений.

В обеих сериях фауна мелких млекопитающих оказалась идентичной и включала: *Asioscalops altaica* Nicolsky – 2, *Sorex araneus* L. – 3, *Lepus* sp. (cf. *tolai* Pallas) – 1, *Ochotona hyperborea* Pallas – 97, *Clethrionomys rutilus* Pallas – 3, *Lemmus sibiricus* Kerr. – 7, *Dicrostonyx gulielmi* Sanford – 10, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas – 70, *Microtus (Microtus) mongolicus* Radde – 141, *Microtus (Microtus) oeconomus* Pall – 70, *Carnivora* gen. – 1. Присутствие в фауне копытных леммингов *Dicrostonyx gulielmi* свидетельствует о том, что фауна относится к периоду сартанского оледенения. Об этом говорит и степной облик фауны с узкочерепными и монгольскими полевками (*Microtus (Stenocranius) gregalis*, *Microtus (Microtus) mongolicus*). Очень редки становятся представители лесов – *Clethrionomys rutilus*, *Sorex araneus*, *Asioscalops altaica*. Все сказанное является признаком того, что фауна существовала в начале сартанского времени. С этим выводом совпадает и абсолютные даты по ^{14}C , которые получены для этого геологического слоя – 21 100±200, 21 320±300 (СО АН-4346, 4346А).

Сравнение фаун показывает, что в конце каргинского межледниковья – в начале сартанского оледенения в предгорьях Западного и Восточного Саяна существовали разные условия для развития фауны микромаммалий. Как и в настоящее время подветренные восточные склоны Западного Саяна имели более континентальный климат, чем ветровые западные склоны Восточного Саяна. Континентальность климата способствовала развитию ландшафтов холодных разреженных степей с участками сухих тундр. Это отразилось на структуре фауны, в составе которой совсем отсутствуют лесные элементы. Вместе с

тем в структуре фауны доминантом является степная пеструшка (*Lagurus lagurus* Pallas) – типичный представитель сухих разреженных степей. О континентальности климата свидетельствуют и остатки тушканчиков *Allactaga* sp. Вместе с тем в комплексе тундровых животных присутствует только копытный лемминг (*Dicrostonyx guillemi* Sanford), обитатель сухих тундр, и отсутствует серый лемминг (*Lemmus sibiricus* Kerr), населяющий влажные заболоченный участки тундр. Обращает на себя внимание незначительное количество остатков пищух (*Ochotona hyperborea* Pallas), которые населяют предгорные леса и редколесья. Совсем иная экологическая ситуация в это же время наблюдалась в предгорьях Восточного Саяна. На фоне общего остепнения ландшафтов в начале сарганского оледенения на территории сохранялись лесные массивы и редколесья, обитателями которых были кроты, землеройки, красные лесные полевки, полевки-экономки (*Clethrionomys rutilus*,

Sorex araneus, *Asioscalops altaica*, *Microtus oeconomus*). В массе населяли предгорные каменистые лесистые склоны пищухи (*Ochotona hyperborea* Pallas). На увлажнение и заболоченность тундровых участков указывает присутствие серых леммингов (*Lemmus sibiricus* Kerr). В отличие от фауны микромаммалий Предгорий Западного Саяна в структуре фаун мелких млекопитающих предгорий Восточного Саяна полностью отсутствуют степные пеструшки и тушканчики, что указывает на развитие ландшафтов разнотравных степей с хорошим режимом увлажнения.

Таким образом, при анализе ископаемых фаун мелких млекопитающих должны учитываться биогеографические особенности формирования фаун и их экологические предпосылки. Это влияет на определение относительного возраста геологических отложений и археологических материалов, которые встречаются совместно с остатками фауны мелких млекопитающих.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАУНЫ МОЛЛЮСКОВ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЧУЙ-АТАСЕВО (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН)

Е.М. Осипова, Г.А. Данукалова

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа, Россия

Местонахождение Чуй-Атасево представлено группой разрезов с четвертичными и плиоценовыми отложениями. Оно расположено на III надпойменной террасе левого берега р. Базы (левый приток р. Белой) у д. Чуй-Атасево и д. Марьино (Илишевский район, РБ).

Разрез изучался с 1887 по 2004 г. – Ф.Н. Чернышевым, Г.В. Вахрушевым, А.П. Рождественским, И.П. Варламовым, В.Л. Яхимович, Г.И. Поповым, В.П. Суховым, А.В. Сидневым, Ф.И. Сулеймановой, Г.А. Данукаловой, А.Г. Яковлевым, А.П. Черниковым, К.Н. Данукаловым и Е.М. Осиповой [1, 2].

В местонахождении вскрыты отложения демского надгоризонта нижнего эоплейстоцена (тюлянский горизонт), нижнего (базинский, таныпский, атасевский, чувовской горизонты) и среднего неоплейстоцена (бельский и ларевский горизонты), которые с размывом залегают на осадках плиоцена. Моллюски были встречены в разрезах I, III, V.

Отложения тюлянского горизонта представлены слоистым галечником от светло-охристо-желтого до бурого цвета, иногда омарганцованного черного. Наблюдается чередование прослоев неотсортированного полимиктового песка. Общей мощностью до 2,5 м. Из этих отложений отобраны редкие раковины наземных моллюсков *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.) и *Vallonia* sp. (см. таблицу).

Ранний неоплейстоцен представлен несколькими горизонтами. Базинский горизонт сложен желтовато-серым мелко-среднезернистым песком и слоистым

галечником, мощностью до 5 м. Из отложений этого возраста собраны и определены раковины моллюсков, принадлежащие 21 виду из 18 родов (*Succinea oblonga* Drap., *Succinea* sp., *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), *V. pulchella* (Müll.), *Pseudotrichia rubiginosa* A. Schm., *Stagnicola palustris* L., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus laevis* Alder, *Anisus spirorbis* L., *Borysthenia naticina* (Menke), *Valvata piscinalis* (Müll.), *V. antiqua* Sow., *V. pulchella* Studer, *Bithynia tentaculata* L., *Bithynia* sp., *Viviparus achatinoides* Desh., *Viviparus* sp., *Lithoglyphus decipiens* G. Ppv., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium rivicola* Lam., *Unio* sp.).

Таныпский горизонт характеризуется отложениями суглинка от светло-серовато-коричневого до коричневого цвета с крупной комковатой отдельностью и охристо-желтыми пятнами ожелезнения, иногда слоистого, и алевритистой светло-коричневой глиной, желтоватой и пластичной. Встречаются прослойки мелкозернистого серовато-желтого песка. Общая мощностью до 4,43 м. Из отложений определены раковины моллюсков принадлежащие 7 видам из 6 родов (*Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), *V. pulchella* (Müll.), *Euconulus fulvus* (Müll.), *Anisus* sp., *Valvata pulchella* Studer).

Атасевский горизонт характеризуется отложениями песка серого, желтовато-серого цвета, разнотравного с прослоями линз гравия и галечника, мощностью до 3,5 м. В этих отложениях найдены

Сводная таблица по стратиграфическому распределению моллюсков в отложениях местонахождения Чуй-Атасево (разрезы I, III, V)

№	Виды моллюсков	Нижний эоплейстоцен		Нижний неоплейстоцен				
		Тюлянский горизонт	Базинский горизонт	Таныпский горизонт	Атасевский горизонт	Чусовской горизонт	Бельский горизонт	Ларевский горизонт
1	<i>Succinea putris</i> (L.)					+		
2	<i>S. oblonga</i> Drap.		+	+		+		
3	<i>Succinea</i> sp.		+					
4	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)	+	+			+		
5	<i>Cochlicopa</i> sp.				+	+		
6	<i>Pupilla muscorum</i> (L.)		+	+		+		
7	<i>Vallonia costata</i> (Müll.)		+	+	+	+		
8	<i>V. pulchella</i> (Müll.)		+	+	+	+		
9	<i>V. tenuilabris</i> (Al. Br.)	+			+	+		
10	<i>Vallonia</i> sp.	+				+		
11	<i>Euconulus fulvus</i> (Müll.)			+				
12	<i>Pseudotrichia rubiginosa</i> A. Schm.		+			+		
13	<i>Radix</i> cf. <i>auricularia</i> (L.)					+		
14	<i>R. cf. pereger</i> (Müll.)							+
15	<i>Radix</i> sp.				+			
16	<i>Stagnicola palustris</i> L.		+		+			
17	<i>Stagnicola</i> sp.					+		
18	<i>Planorbis planorbis</i> L.		+		+	+		
19	<i>Gyraulus laevis</i> Alder		+		+	+		
20	<i>G. crista</i> (L.)				+	+		
21	<i>Gyraulus</i> sp.							+
22	<i>Anisus spirorbis</i> L.		+		+	+		
23	<i>Anisus</i> sp.			+				
24	<i>Hippeutis complanatus</i> (L.)					+		
25	<i>Bathyomphalus contortus</i> (L.)					+		
26	<i>Physa</i> cf. <i>fontinalis</i> (L.)					+		
27	<i>Borysthenia naticina</i> (Menke)		+		+			
28	<i>Valvata piscinalis</i> (Müll.)		+			+		+
29	<i>V. antiqua</i> Sow.		+		+			
30	<i>V. pulchella</i> Studer		+	+	+	+		
31	<i>Valvata</i> sp.				+			
32	<i>Bithynia tentaculata</i> L.		+					
33	<i>B. troschelii</i> Paasch					+		
34	<i>Bithynia</i> sp.		+					
35	<i>Viviparus achatinoides</i> Desh.		+					
36	<i>Viviparus</i> sp.		+					
37	<i>Lithoglyphus decipiens</i> G. Ppv.		+					
38	<i>Lithoglyphus</i> sp.						+	
39	<i>Pisidium amnicum</i> Müll.		+		+	+		
40	<i>P. nitidum</i> Jenyns				+	+		
41	<i>Sphaerium rivicola</i> Lam.		+			+		
42	<i>Sphaerium</i> sp.				+			
43	<i>Unio</i> sp.		+		+	+		
44	<i>Dreissena</i> sp.						+	

раковины моллюсков (*Cochlicopa* sp., *Vallonia costata* (Müll.), *V. pulchella* (Müll.), *V. tenuilabris* (Al. Br.), *Radix* sp., *Stagnicola palustris* L., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus laevis* Alder, *Gyraulus crista* (L.), *Anisus spirorbis* L., *Borysthenia naticina* (Menke), *Valvata antiqua* Sow., *V. pulchella* Studer, *Valvata* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *P. nitidum* Jenyns, *Sphaerium* sp., *Unio* sp.), принадлежащие 17 видам из 13 родов.

Чусовской горизонт сложен глинистым алевроитом желтовато-коричневого цвета, неяснослоистым, мощностью до 2,7 м.

Найдены многочисленные раковины наземных и пресноводных моллюсков (*Succinea putris* (L.), *S. oblonga* Drap., *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Cochlicopa* sp., *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.),

V. pulchella (Müll.), *V. tenuilabris* (Al. Br.), *Vallonia* sp., *Pseudotrichia rubiginosa* A. Schm., *Radix* cf. *auricularia* (L.), *Stagnicola* sp., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus laevis* Alder, *G. crista* (L.), *Anisus spirorbis* L., *Hippeutis complanatus* (L.), *Bathyomphalus contortus* (L.), *Physa* cf. *fontinalis* (L.), *Valvata piscinalis* (Müll.), *V. pulchella* Studer, *Bithynia troschelii* Paasch, *Pisidium amnicum* Müll., *P. nitidum* Jenyns, *Sphaerium rivicola* Lam., *Unio* sp.), принадлежащие 24 видам из 19 родов.

Бельский горизонт представлен суглинком серовато-серого цвета мощностью до 1,2 м, в отложениях которого найдены единичные раковины *Lithoglyphus* sp. и *Dreissena* sp.

Отложения ларевского горизонта представлены суглинком от белесого до буровато-коричневого

цвета, мощностью до 5,6 м. Найдены единичные раковины пресноводных моллюсков 3 видов из 3 родов (*Radix* cf. *pereger* (Müll.), *Gyraulus* sp., *Valvata piscinalis* (Müll.)).

Анализируя полученные данные, следует отметить, что наиболее полно фауной моллюсков охарактеризован нижний неоплейстоцен.

Выделяются три комплекса, которые содержат как пресноводные, так и наземные формы моллюсков.

Во время накопления отложений базинского горизонта, по споро-пыльцевым данным, растительность представляется в виде чередования степных пространств, покрытых разнотравно-полынными ассоциациями, с березовыми лесами, в состав которых входили и широколиственные породы. Климат был теплым и сухим [3]. В таныпское время растительный покров представляется разнотравно-полынными степями, которые вначале чередуются с березово-широколиственными лесами, затем вытесняются таежными группировками. Такая смена растительности могла быть следствием заметного похолодания климата и увеличения влажности. В отложениях этого возраста был встречен вид *Euconulus fulvus* (Müll.), являющийся типичным лесным обитателем. Ввиду похолодания резко уменьшается количество видов моллюсков (7 видов, 6 родов).

В атасевское время существовали широколиственно-березовые леса, чередующиеся с лугово-степными пространствами. Климат, вероятно, был даже более теплым, чем в базинское время.

В чувоских отложениях обнаружены единичные пыльцевые зерна и споры, и только в одном образце (в нижней части горизонта) отмечено довольно большое количество пыльцы берез и травянистых, главным образом, полыней. Предполагается, что в это время по всей полосе Предуралья существовали перигляциальные ландшафты. Но, как видно из видового разнообразия малакофауны (здесь присутствуют

28 видов из 18 родов), климатические условия, скорее всего, были достаточно мягкими и пригодными для существования моллюсков в это время.

Наземные моллюски (12 видов, 6 родов), присутствующие в этих комплексах, относятся к экологически нейтральным видам, которые обитали как в лесной подстилке лесов, так и на травянистой растительности открытых пространств. Пресноводные моллюски (28 видов, 16 родов), в основном, обитатели застойных или медленно текущих, хорошо прогреваемых водоемов с богатым растительным субстратом.

В самом начале раннего неоплейстоцена, в отложениях базинского горизонта отмечены последние представители плиоценовой фауны (*Viviparus achatinoides* Desh. и *Lithoglyphus decipiens* G. Ppv.), которые в более молодых отложениях не встречаются, но были достаточно широко распространены в отложениях плиоценового возраста. Присутствие в отложениях бельского горизонта раковин *Lithoglyphus* sp., *Dreissena* sp., скорее всего, объясняется тем, что они были переотложены из нижележащих слоев.

Литература

1. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В., Сулейманова Ф.И., Хабибуллина Г.А., Щербаклова Т.И., Яковлев А.Г. Плейстоцен Предуралья. М.: Наука, 1987. 113 с.
2. Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., Van Kolfshoten Th., Morozova E.M., Ereemeev A.A. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 conference «The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe»). Ufa: Dauria, 2002. P. 89–109.
3. Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Осипова Е.М., Лантева Е.Г. Обоснование стратиграфического расчленения верхнего плейстоцена и голоцена Южноуральского региона / Отчет г/б. Кн. I. Фонды. ИГ УфНЦ РАН. Уфа. 202 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НАХОДКАХ КАМЕННЫХ ОРУДИЙ ЭПОХИ БРОНЗЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАХЧИСАРАЙСКОГО РАЙОНА ГОРНОГО КРЫМА

М.А. Попов, А.В. Романюк, В.Н. Комаров

Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва, Россия

Крымская учебная геологическая практика РГГРУ много лет проводится в Юго-Западном Крыму в восточной части Бахчисарайского района, где в процессе геологического картирования можно осуществить комплекс самых разнообразных наблюдений.

При всестороннем исследовании четвертичных отложений очень интересным и поучительным оказывается изучение следов производственной деятельности людей далекого прошлого.

В районе практики установлены немногочисленные археологические памятники. Наиболее известные из них относятся к палеолиту. Ранний палеолит представлен материалами ашельского (от 300–250 до 100 тыс. лет назад) и мустьерского (100–35 тыс. лет назад) времен. Ашельские стоянки-мастерские приурочены к высоким водоразделам в окрестностях г. Бахчисарай (Шары I–III, Бодрак I–III, Бакла) и по специфике найденных на них кремневых орудий (зубил, скребел и т.п.) выделяются в ашельский регион юга Украины [3].

Памятники эпохи мустье изучены лучше. По местоположению они делятся на два основных типа – пещерные, расположенные в естественных убежищах под защитой скал (навесы, гроты), и открытые, часто находящиеся на речных террасах. Исходя из функционального назначения, характера и количества находок среди мустьерских памятников можно выделить три группы: 1) долговременные поселения – Шайтан-Коба, Староселье; 2) мастерские – Скалистое, Бакла; 3) отдельные местонахождения – Присяжная. К эпохе позднего палеолита (35–10 тыс. лет назад) можно отнести пещерную стоянку Шайтан-Коба II в долине р. Бодрак. Памятником энеолита (III тыс. до н.э.) считается антропоморфная стела из сел. Верхоречье [3].

За длительную историю Крымской геологической практики ряд случайных, разрозненных находок обработанных кремней сделан студентами и преподавателями РГГРУ из других местонахождений. Эти сборы выполнены довольно давно и точных данных об их географическом положении почти не сохранилось. Каменные орудия специально не изучались, и сведения о них опубликованы лишь в [1, 2]. На наш взгляд, всем без исключения подобным находкам следует придавать важное научное значение, так как каждая из них может приоткрыть новую страницу в истории развития древнего человека.

Летом 2009 г. в ходе практики студентом А.С. Ушаковым на правом берегу р. Бодрак был обнаружен полностью оформленный правильной двусторонней ретушью кремневый наконечник дротика прекрасной сохранности. Он найден южнее горы с высотной отметкой 415,0 м. в узком днище заброшенного карьера Скалистое-1, в котором ранее разрабатывались органогенные известняки датского яруса. То, что наконечник встречен в современном карьере, безусловно, свидетельствует о его недавнем переотложении с ближайших, сложенных четвертичными отложениями, склонов. До этого наконечник, по всей видимости, был погребен, о чем говорит отсутствие на нем патины, которой кремневые орудия интенсивно покрываются в ходе выветривания при длительном пребывании на дневной поверхности.

Следует отметить, что находки орудий охоты (болы, наконечники стрел, дротиков и копий) на стоянках древнего человека крайне редки. В большинстве случаев все они бесследно терялись во время охоты на широких просторах охотничьих угодий. Обнаружить их в настоящее время за пределами стоянок или захоронений можно только случайно. Поэтому любая их находка представляет значительную научную ценность.

Облик наконечника позволяет определить его точную принадлежность к эпохе ранней бронзы и оценить возраст примерно в 4 тысячи лет.

Эпоха бронзы (II – начало I тыс. до н.э.) в Крыму представлена катакомбной, многоваликовой, срубной, сабатиновской и белозерской культурами. Большинство погребений эпохи бронзы располагаются в

пределах насыпей энеолитических курганов. Основным занятием населения в это время было разведение крупного рогатого скота, лошадей, свиней, а также мотыжное земледелие. На поселениях сооружались жилые и хозяйственные постройки из камня. В быту человека наряду с кремневыми орудиями широкое распространение получают и бронзовые изделия. На стоянках обнаружено много горшков, чаш, булав и боевых каменных топоров.

В Горном Крыму следов эпохи бронзы известно мало. Они недостаточно хорошо изучены и иногда представлены лишь находками отдельных предметов – каменных молотков, обожженной лепной глиняной посуды и т.д. На Долгоруковской яйле к эпохе бронзы можно отнести несколько стоянок в ее северной части, тонкий культурный слой в пещере Ени-Сала II и два небольших кургана в верховьях реки Суботхан. Несколько поселений второй половины II тыс. до н.э., которые условно можно выделить в особую приморскую культуру («береговой вариант позднекатакомбной»), располагаются в зоне морского побережья от Гераклейского до Керченского полуострова.

В пределах Крымской геологической практики памятники эпохи бронзы до последнего времени известны не были.

Найденный наконечник дротика отличается небольшими размерами. Его длина составляет 7,4 см, наибольшая ширина 2,6 см. Максимальная толщина достигает 0,7 см. Наконечник имеет правильную геометрическую форму и характеризуется почти идеальной двусторонней симметрией (рис. 1).

Для его изготовления был использован типичный верхнемеловой высококачественный дымчатый кремль коричневатого серого цвета с многочисленными светлыми пятнами, который люди имели возможность собирать в огромном количестве в ближайших окрестностях. Просвечивает кремль лишь в тонком слое на краях изделия. По всей видимости, древний мастер подобрал тонкую в сечении плитку кремня, которую и обработал техникой двустороннего скалывания. В результате получился наконечник, у которого острые длинные рабочие края тщательно оформлены мелкими, частыми сколами и сходятся в тонкий, очень острый конец. Противоположный острию край также обработан. Место соединения наконечника с древком, по всей видимости, связывалось сухожилиями или ремнями, а затем просмаливалось. Иначе наконечник дротика не мог плотно держаться в древке. Передняя часть орудия с одной из сторон на протяжении 1,2 см немного повреждена. Это позволяет говорить о том, что дротиком пользовались, вероятно, во время охоты.

Внешний вид наконечника свидетельствует о высоком уровне техники изготовления кремневого инвентаря и совершенстве вторичной обработки заготовок, позволяющей придавать им заданные очертания. При изготовлении каменных орудий ма-



Рис. 1. Наконечник дротика, найденный на берегу р. Бодрак

стера эпохи бронзы, вне всякого сомнения, в первую очередь заботились об удобстве их последующего использования, о конструктивной целесообразности рабочей части. Однако безупречная законченность контура наконечника позволяет говорить и об определенных элементах древней эстетики и искусства.

В заключение хотелось бы отметить следующее. Находка наконечника дротика не обязательно свидетельствует о том, что он был в этом месте потерян. Не исключено, что в непосредственной близости располагается могильник эпохи ранней бронзы, обнаружение которого представляло бы огромный интерес.

Литература

1. Шолохова Т.Ю., Камышиникова Е.В., Комаров В.Н. О новой находке кремневых орудий древнего человека на территории Крымской учебной геологической практики МГТА (восточная часть Бахчисарайского района Крыма) // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. III Междунар. конф. М.: МГТА, 2001. Т. 1. С. 188.
2. Шолохова Т.Ю., Камышиникова Е.В., Комаров В.Н. О новой находке орудий ископаемого человека в восточной части Бахчисарайского района Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 154–156.
3. Щепинский А.А. Археологические памятники // Крым: Путеводитель. Симферополь: Таврия, 1982. С. 269–279.

О РОЛИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ИЗУЧЕНИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СОВРЕМЕННЫХ ВИДОВ АМФИБИЙ И РЕПТИЛИЙ

В.Ю. Ратников

Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия

Для изучения истории видов и видовых ареалов используются различные методы. Достоверные палеонтологические материалы я бы назвал наиболее важными из всех, поскольку они являются фактами прошлого, привязанными к конкретным времени и месту. Все остальные методы основываются на

интерпретации фактов настоящего, а следовательно, являются ни к месту, ни ко времени не привязанными и поэтому неточными.

Ископаемые остатки позднекайнозойских амфибий и рептилий долгое время попадали в руки ученых случайно. Лишь несколько десятилетий назад был

более или менее освоен метод поисков мелких позвоночных путем промывки на ситах. Однако и после этого их кости собирались исключительно редко. Как ни странно, но причина этого – экономическая. Подавляющее большинство новых местонахождений ископаемых открывается геологами-съемщиками, которым палеонтологические остатки необходимы для обоснования геологического возраста пород при геологическом картировании территорий. Естественно, что обращают они внимание на те органические остатки, по которым палеонтолог, получивший коллекцию их остатков, даст заключение о возрасте. На сбор других они не будут тратить ни время, ни силы.

Метод промывки на ситах используют для сбора ископаемых зубов мелких млекопитающих, прежде всего грызунов. Именно зубы являются наиболее быстро эволюционирующей частью скелета грызунов, дающей наиболее точное определение геологического возраста. Другие кости попадали в коллекции или в связи с «оригинальностью» формы, или когда их было много, и их отбор не требовал больших затрат времени. Материалы по нетрадиционным группам начинают регулярно собираться и изучаться лишь после появления заинтересованного палеонтолога, работающего вместе с геологами. Однако даже участие такого палеонтолога решает проблему лишь частично: сбор зубов больше необходимого минимума для геологов нерентабелен, а вместе с ним прекращаются сборы и всего остального. Палеонтологи же, как правило, не имеют возможностей для самостоятельного поиска новых местонахождений и далеко не всегда могут работать без геологов на уже известных местонахождениях, хотя готовы потратить и время, и силы для поиска «неинтересных» для геологии объектов. Отсюда следует, что ископаемые группы организмов должны иметь не только теоретическое значение, но и практическое применение, чтобы геологи, как минимум, обращали на них внимание. К сожалению, прекращение геолого-съемочных работ на территориях стран бывшего СССР еще более ограничило возможности поступления новых ископаемых материалов.

Редкость палеонтологических находок вынуждала герпетологов-эволюционистов обходиться в своих гипотезах без них, полагаясь только на чисто биологические методы реконструкции ареалов и истории видов. Теперь же, несмотря на все сложности, ископаемые находки уже перестали быть настолько редкими, чтобы не обращать на них внимание. Конечно, известных местонахождений земноводных и пресмыкающихся еще далеко не достаточно для того, чтобы реконструировать историю видов только по ним, но уже пора сопоставлять свои гипотезы с имеющимися палеонтологическими данными, чтобы они не противоречили друг другу.

Понятие «достоверности» палеонтологического материала со временем изменяется в связи с совершенствованием методов изучения геологических объектов и степенью детальности этого изучения. Если

50 лет назад было достаточно знать, что какой-то вид существовал в плейстоцене на территории Украины, то теперь этого явно не достаточно. Наши знания о неоднократности оледенений, пульсационном характере движения ледников и изменении ареалов в связи с меняющейся климатической обстановкой обуславливают значительно более точную пространственную и возрастную привязку местонахождений.

Какую же необходимую информацию для изучения истории современных видов несут палеонтологические остатки? Прежде всего, это время, с которого вид уже достоверно существовал. Следует учесть, что самая древняя находка вида не соответствует времени его появления. Остатки организмов не могут попасть в ископаемое состояние сразу после своего возникновения. Вероятность захоронения появляется, когда вид становится достаточно многочисленным [1]. То есть вид появляется раньше времени, которым датируются его древнейшие остатки. А вот насколько раньше – сказать нельзя. При этом всегда вероятно обнаружение более древних остатков, чем уже имеющиеся, особенно когда местонахождений вида сравнительно немного.

Другая важная информация – это территория, на которой существовал вид в то или иное время. Количество обнаруженных местонахождений различных современных видов постепенно увеличивается, хотя вряд ли когда-нибудь мы сможем восстановить точные очертания их ареалов [2]. Это объясняется спецификой сохранения остатков в ископаемом состоянии. Во-первых, оно не может происходить в любом месте. Для этого необходимо, чтобы к ним был прекращен (в крайнем случае, сильно ограничен) доступ кислорода и животных-падальщиков, разрушающих органику. То есть они должны быть перекрыты осадками, погребены. В условиях действия силы тяжести осадконакопление происходит, главным образом, в понижениях рельефа. В пределах континента такие места представляют лишь небольшой процент от его площади: это речные долины, озера, болота... Таким образом, значительные водораздельные площади обитания вида, как правило, оказываются исключенными из мест возможного захоронения его остатков. Правда, существует возможность захоронения в пролювиальных и делювиальных осадках, однако такие местонахождения встречаются на порядок, а то и два, реже местонахождений в речных долинах [3]. Животные, роющие норы или использующие их в качестве убежищ, могут быть погребены в них при обрушении их сводов – так образуются «норные» или «кротовинные» местонахождения. К сожалению, геологический возраст таких местонахождений, чаще всего, устанавливается лишь приблизительно. В местах развития карста местонахождения связаны с пещерами и заполнениями карстовых расщелин. Однако, карст развит далеко не повсеместно.

Во-вторых, захоронение остатков наземных позвоночных – явление очень редкое. Чтобы произошло

захоронение, необходим целый ряд благоприятных событий, следующих одно за другим. Выпадение хотя бы одного такого события из цепи приводит к тому, что остатки не сохраняются. Поэтому большая часть осадков ископаемых костей не содержит.

В-третьих, накопившиеся осадки, содержащие остатки организмов, могли быть в дальнейшем размыты, уничтожены последующими геологическими процессами.

В-четвертых, захоронившиеся остатки надо еще найти. Для этого необходимо, чтобы костеносный пласт частично вскрылся именно к тому моменту, когда на это место придет специалист, умеющий искать. Поэтому очень многие местонахождения никогда не будут найдены, поскольку уже уничтожены, а многие находятся в еще недоступном состоянии.

Отсюда следует, что мы можем говорить только о местах находок и, в лучшем случае, представлять ареал весьма приблизительно. Даже при большом количестве находок вида мы не можем быть уверены в том, что крайние местонахождения являются крайними точками палеоареала. Скорее наоборот: остатки имеют шанс на захоронение, если концентрация живущих особей достаточно высока [1]. Но ведь к

границам ареала она обычно уменьшается. То есть палеоареал, скорее всего, должен быть обширнее, чем мы видим по точкам.

Таким образом, особенности сохранения палеонтологического материала таковы, что его находки дают лишь частичное представление о видовых ареалах прошлого, но без этих материалов все предположения о прежде занимаемых видом территориях вообще лишены фактической основы.

Литература

1. *Ефремов И.А.* Тафономия и геологическая летопись. Кн. 1 // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 24. 178 с.
2. *Ратников В.Ю.* Ископаемые остатки современных видов земноводных и чешуйчатых пресмыкающихся как материал для изучения истории их ареалов // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2009. Вып. 59. 91 с.
3. *Ратников В.Ю.* Позднекайнозойские земноводные и чешуйчатые пресмыкающиеся Восточно-Европейской равнины // Труды НИИГ Воронежского государственного университета. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2002. Вып. 10. 138 с.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ВЫМИРАНИЕ ФОРМ – АЛЬТЕРНАТИВА В ЕДИНОМ ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ЭВОЛЮЦИИ БИОЦЕНОЗОВ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ)

Л.И. Рековец

Природничий университет, г. Вроцлав, Польша

Поднятые в настоящей работе проблемы не новы, актуальны не только сейчас, но и в отдаленной перспективе, дискуссии на эту тему еще долго будут занимать умы исследователей и простых людей, перечисление публикаций этой и подобной тематики заняло бы много места и времени. Куда меньше теорий, гипотез, допущений, абстракций и других взглядов, основанных на факторах различной силы и веса, – от влияния Вселенной до планетарных и молекулярно-генетических. Особое место в этих дискуссиях занимают позиции эволюционистов-теоретиков, подкрепленные данными изучения истории биосферы [1, 2]. Со времен Ч. Дарвина известно, что естественные процессы элиминации особей и вымирания таксонов всегда проявляются параллельно, выступают как неотъемлемые факторы в видообразовании и эволюции биоценозов, способствуют биологическому и морфо-физиологическому прогрессу. Очередным результатом климатических катаклизмов на планете в четвертичном периоде было образование перигляциальной зоны в эпоху вюрма со специфическими (тундро-степными) условиями, «смешанным» комплексом фауны и флоры, нетипичными

биоценозами и особыми эволюционными процессами в них [3, 4].

Предыдущими исследованиями [5, 6] было показано, что эволюция биоценозов перигляциальной зоны Европы может выступать как эволюционная модель проявления и влияния различных факторов на динамику и состояние флоры и фауны, раскрывая механизмы видообразования и вымирания таксонов и биоценозов. В течение короткого времени существования зоны (20 тыс. лет) ей были присущи: сравнительно быстрые темпы эволюции с сальтационным характером протекания [6], двойственное действие естественного отбора [6], большое таксономическое разнообразие [7], некомпенсированное вымирание [8, 9], периодический характер колебания температур [10, 11], лессово-почвенный характер осадконакопления [12].

Такие условия способствовали образованию и вымиранию таксонов и биоценозов в сравнительно короткое время, что подкрепляется данными о развитии мелких млекопитающих зоны, а в целом укладывается в общепринятую схему протекания микроэволюционного процесса (рис. 1).

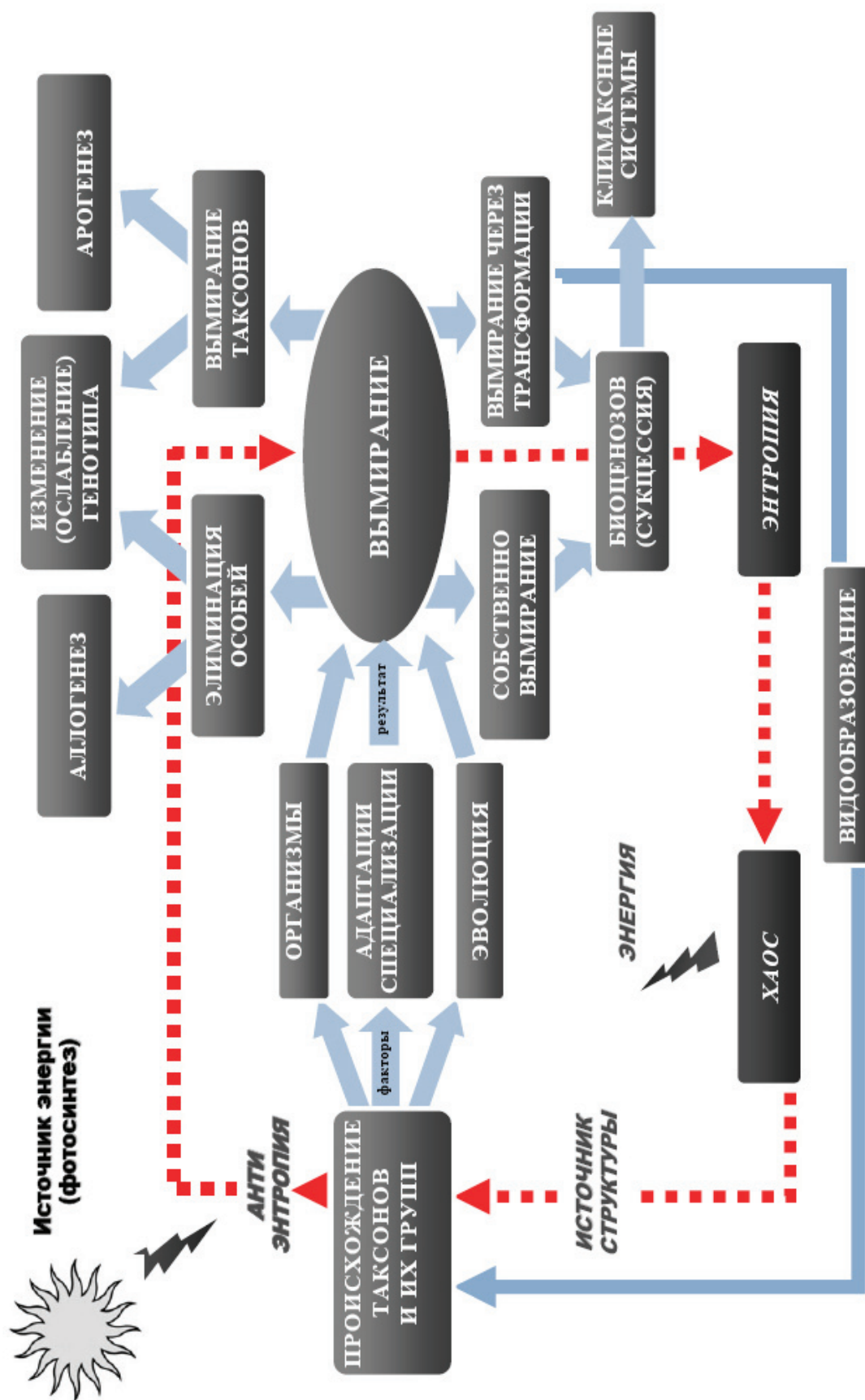


Рис. 1. Схема процессов возникновения и вымирания организмов в эволюции

Организмы или их сообщества от момента происхождения до элиминации или вымирания попадают под влияние сложных процессов эволюции, связанных с адаптациогенезом, естественным отбором, специализацией и др. В этом активно участвуют различные факторы – наружные (влияние среды) и внутренние (популяционно-генетические), не исключена также роль случайностей, которые могут существенно повлиять на ход эволюции. Факторы среды всегда являются определяющими в условиях перигляциала. Низкие температуры и сухость способствовали образованию двух типов низкотемпературных биоценозов – сухие на плакорах со степными видами и более влажные в долинах и поймах рек с тундровыми видами. Присутствовали также в незначительном количестве и переходные (межзональные) виды и биоценозы [7, 8].

Морфологическая изменчивость мелких млекопитающих гиперзоны была значительной [13], что в сочетании со специфическими условиями привело к выработке адаптаций к тундро-степным условиям и дало скачкообразный таксономический эффект. Например, некоторые виды млекопитающих имели более крупные размеры (*Microtus gregalis*, *M. oeconomus*, *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*), что характеризует их как обитателей тундры. Одновременно эти же виды обладали и более сложными (чем у современных) морфоструктурами жевательной поверхности коренных зубов (Arvicolidae, Sciuridae), что характеризует их как обитателей степей. Другие виды имели или более высокие коронки зубов (*Lepus*, *Equus*), или более широкие дистальные части конечностей (*Allactaga*, *Equus*). К сожалению, морфологические отличия для многих видов млекопитающих гиперзоны (например, Carnivora) еще детально не изучены.

В фитоценозах плакоров преобладали ценофилы, определяющие относительную стабильность экосистем, в пониженных участках – ценофобы со сравнительно быстрыми темпами эволюционных преобразований. Действие естественного отбора в системе условно смешанных биоценозов гиперзоны зачастую имело сальтационный характер. На таксономическом уровне это проявилось через сравнительно быстрое образование новых или «хороших» видов, например *Spermophilus severskensis*, *S. superciliosus*, *S. citelloides*, *Dicrostonyx gulielmi*, *Lepus tanaiticus*, *Ochotona spelaeus*, *Equus latipes*, или происходило образование внутривидовых форм – подвидов, например, *Microtus gregalis kriogenicus*, *M. gregalis egorovi*, *M. oeconomus major*, *Eolagurus luteus antecedens*, *Lagurus lagurus major*, *Cricetulus migratorius parvus*, *Alactaga jaculus severskensis*, которые были типичными вымершими представителями гиперзоны [14]. В этом случае преобладал движущий отбор, периодически сменяющийся стабилизирующим отбором. Последнее было особенно характерно для представителей *Arvicola*, *Lemmus*, *Carnivora*.

Результатом эволюции экосистем перигляциала было не только образование и функционирование специфических биоценозов и новых таксонов, но и вымирание их в изменившихся условиях посредством элиминации и трансформации (рис. 1). Вымирание таксонов всегда связано с элиминацией особей, т.е. удалением из процесса эволюции определенного генетического материала. Оставшиеся особи попадали под действие отбора и интенсивного адаптациогенеза, имели лучшую приспособленность, т.е. возникали идиоадаптации (аллогенезы), что в итоге приводило к образованию различного уровня специализаций. В свою очередь это отразилось на морфологии функционально наиболее важных признаков, каковыми для млекопитающих вообще (и обитающих в зоне в частности) являются характер движения (морфология конечностей) и характер принятия пищи, особенно ее начальной переработки (морфология жевательного аппарата) [13].

Вымирание таксонов, как и элиминация особей, перигляциальных биоценозов (например, роды *Mammuthus*, *Coelodonta*, *Megaloceros*, многие отмеченные выше в тексте виды и подвиды мелких млекопитающих) также связано с обеднением генофонда популяций и биоценозов. Теоретически это приводит к арогенезам – высшим уровням организации биоты (что, естественно, не удалось проследить на проанализированных материалах гиперзоны по причине малого геологического времени). Для отмеченных родов и специфических для зоны видов и подвидов такое вымирание можно назвать собственно вымиранием, поскольку эти таксоны вымерли, не оставив потомков. Примером другого типа вымирания (через трансформации) представителей гиперзоны может быть вымирание копытного лемминга *Dicrostonyx gulielmi*, который посредством морфологических трансформаций привел к образованию современного вида *Dicrostonyx torquatus* [15]. В этом случае имел место непрерывный процесс видообразования, подпадающий под общие закономерности микроэволюции Arvicolidae [16] (рис. 1).

Собственно вымирание или вымирание через трансформации всегда сказывается на состоянии биоценозов, которые изменяются часто сукцессивным способом в направлении возрастания адаптивности экосистемы как целостной структуры, что в итоге приводит к ее климаксному состоянию. Такая общая закономерность эволюции экосистем имела место во время интерстадиалов и интерфазиалов [11] позднего плейстоцена, однако в целом не была характерна для тундро-степных биоценозов зоны перигляциала, поскольку резкое изменение климата привело к сравнительно быстрому вымиранию этих биоценозов на границе плейстоцен – голоцен с последующей сукцессией в эти регионы биоценозов мезофильного типа [5, 6].

Фауна этих регионов Восточной Европы на переходном плейстоцен-голоценовом этапе была из-

менена почти на 80%, а биоценозы зоны не достигли состояния климаксности и не были исходными для формирования современных биоценозов средней полосы Европы [17].

Общие характеристики эволюционных процессов происхождения и вымирания форм (не только в границах гиперзоны) связаны с термодинамическими явлениями энтропии (вымирание) и антиэнтропии (видообразование), т.е. выделения и поглощения энергии в процессе преобразования материи, что также графически отражено в предложенной нами схеме (рис. 1). Но это уже тема для последующих дискуссий.

Литература

1. Кордюм эволюция биосферы. Киев: Наук. думка, 1982. 264 с.
2. Weiner J. Zycie i ewolucja biosfery. Warszawa, Wyd. nauk. PWN, 2006. 610 s.
3. Markova A.K., Simakova A., Puzachenko A., Kitaev L. Environments of the Russian Plain during Middle Valdai Briansk Interstage (33.00-24.000 yr B.R.) Indicated by Fossil Mammals and Plants // Quaternary Research, 2002. 57. С. 391–400.
4. Рековец Л.И. Природные катаклизмы и смешанные фауны плейстоцена Европы // Квартер – 2005: Материалы IV совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 357–358.
5. Рековец Л.И. Микротиериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. Киев: Наук. думка, 1985. 166 с.
6. Рековец Л.И., Надаховский А. Эволюция биоценозов перигляциальной зоны в позднем плейстоцене Восточной Европы // Вестник зоологии. 2007. 41. № 3. С. 197–206.
7. Топачевский В.А., Емельянов И.Г., Рековец Л.И., Крахмальская Т.В. Экологические аспекты формирования разнообразия сообществ мелких млекопитающих позднего плейстоцена Украины // Экология та ноосферология. 2000. Вып. 9. № 1–2. С. 92–101.
8. Пучков П.В. Некомпенсированные вымирания в плейстоцене: предполагаемый механизм кризиса. Киев, 1989 а. (Препр. АН УССР. Ин-т зоол.; 89.6). 60 с.
9. Пучков П.В. Некомпенсированные вымирания в плейстоцене: региональные аспекты. Киев: 1989 б. (Препр. АН УССР. Ин-т зоол.; 89.7). 60 с.
10. Jahn A. Zagadnienia ztrefy peryglacjalnej. Warszawa: Wyd. PWN, 1970. 200 s.
11. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 268 с.
12. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР // Труды Ин-та Географии АН СССР. 1939. Вып. 33. 462 с.
13. Рековец Л.И. Морфологические особенности ископаемых костных остатков грызунов (Rodentia, Mammalia) из позднплейстоценовых местонахождений Приднепровья Украины // Морфологические особенности позвоночных животных Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 96–100.
14. Rekovets L.I. Periglacial micromammals Faunas of the Later Pleistocene Ukraine // Acta. zool. cracov. 1995. 38, 1. P. 129–138.
15. Рековец Л.И. Dicrostonyx gulielmi Sanf. (Rodentia) из местонахождений деснянского позднего палеолита // Палеонтологические исследования на Украине. Киев: Наук. думка, 1980. С. 224–230.
16. Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины // Труды ПИН РАН, 2009. Т. 289. 676 с.
17. Rekovets L., Kwasnicki R. The change of microtheriofauna in the Middle Europe on the boundary of Pleistocene and Holocene // Archaeozoological research in Poland and Middle-East Europe. 3rd Symposium of Environmental Archaeology 26–29 November 2008. Katowice-Koszencin, 2008. С. 88–93.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ ВОЗРАСТ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В ГОРНОМ АЛТАЕ И ЕГО ПРЕДГОРЬЯХ

Г.Г. Русанов¹, А.В. Шпанский², Л.А. Орлова³

¹ ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское, Алтайский край, Россия

² Томский государственный университет, г. Томск, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В ходе многолетних полевых геолого-съёмочных работ в разных частях Горного Алтая и его предгорий до абсолютных высот более 2 000 м Г.Г. Русановым в разных по генезису верхнечетвертичных отложениях обнаружены остатки различных представителей мамонтовой фаунистического комплекса, их палеонтологическое определение выполнил А.В. Шпанский, а радиоуглеродное датирование – Л.А. Орлова.

В высокогорье Юго-Восточного Алтая в 2008 г. на северо-восточном окончании хребта Сайлюгем в отложениях моренно-подпрудного озера впервые на абсолютной высоте 2 353 м были обнаружены лопатка

волка (*Canis lupus*), нижний конец большой берцовой кости кулана (*Equus hemionus*), первый шейный позвонок быка (*Bos* sp.) и фрагмент лопатки сайгака (*Saiga tatarica*).

В ледниковых отложениях разреза Чаган обнаружен сильно поврежденный фрагмент верхнего зуба лошади (*Equus* sp.), возраст которого, предположительно, поздний неоплейстоцен.

В 2001 г. на северной окраине Чуйской котловины в озерно-ледниковых песках и алевритах в интервале абсолютных высот 2 005–2 115 м обнаружены головка ребра лошади (*Equus* sp.), зуб и две плюсневые кости хорошей

сохранности широкопалой лошади (*Equus ex gr. gallicus* Prat.) и крупный обломок основания рога бизона (*Bison priscus* Woj.) поздненеоплейстоценового возраста.

В том же году в верховьях долины Йолду (правый приток Башкауса) на высоте около 1900 м в кровле морены обнаружен крупный обломок рога благородного оленя (*Cervus elaphus* L.) поздненеоплейстоценового возраста.

В среднегорье Западного Алтая в 2006 г. в верхней части Абайской котловины в отложениях основной морены в интервале абсолютных высот 1 110–1 140 м были обнаружены верхний зуб лошади (*Equus* sp.), фрагмент бедренной кости шерстистого носорога (*Coelodonta antiquitatis* Blum.), правый астрагал и крупный фрагмент черепа бизона (*Bison priscus* Woj.). Радиоуглеродный возраст этого черепа, определенный в 18 590±345 лет (СОАН-6612), отвечает максимуму последнего оледенения.

На левом берегу Коксы в 1,4 км ниже устья ручья Сузар под толщей пойменного голоценового аллювия в кровле флювиогляциальных галечников обнаружены нижняя часть большой берцовой кости благородного оленя (*Cervus elaphus* L.), крупные фрагменты левой верхней челюсти бизона с зубами P³–M¹ (*Bison priscus* Woj.) и крупный фрагмент правой верхней челюсти гигантского оленя с зубами M²⁻³ (*Megaloceros giganteus* Blum.), возраст которых определяется поздним неоплейстоценом. Это первая находка гигантского оленя в Горном Алтае не в пещерных комплексах. Радиоуглеродный возраст одного из фрагментов челюсти бизона определен в 12 090±120 лет (СОАН-6615).

В Абайской котловине между селами Абай и Амур в толще селевых образований обнаружены левая и правая ветви нижней челюсти молодой лошади (*Equus* sp.), в которой сохранился молочный зуб D₄, а последний коренной зуб еще не прорезался. Радиоуглеродный возраст этой челюсти 11920±210 лет (СОАН-6613).

В низкогорье Северо-Восточного Алтая в начале 1990-х гг. зуб мамонта был обнаружен в озерных глинах вскрытой мощностью до 5 м, выполняющих карстовую котловину на выровненном водоразделе в верховьях ручья Тургузень (бассейн р. Саракочша).

В 1995 г. в этой части Алтая на окраине с. Чоя в карьере на правом берегу р. Иша под двадцатиметровой толщей делювиальных грубых валунных галечников вскрыт погребенный аллювий, в котором на высоте 4 м над днищем карьера был найден обломок кости крупного млекопитающего, датированный в 18 620±300 лет (СОАН-3502). На 2 м выше по разрезу в размытой кровле этого же аллювия обнаружены шейный позвонок и крупный обломок бивня мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum.), датированные соответственно в 17 600±500 лет (СОАН-3503) и 17 220±245 лет (СОАН-3504).

В нижнем течении долина р. Иша между селами Новозыково и Новосуртайка выполнена мощной

толщей озерных и озерно-аллювиальных отложений, радиоуглеродный возраст которых определен в интервале от 39 900±3 100 лет (СОАН-53) до 15 850±680 лет (ЛГ-14) [7]. В этих отложениях содержатся многочисленные и разнообразные остатки ископаемой фауны крупных млекопитающих.

В 1995 и 2004 гг. на этом участке долины р. Иша (устье р. Ташта – п. Горный) были собраны фрагмент таза, два позвонка, три фрагмента зубов, верхний правый зуб (M¹) молодого животного с обломком челюсти, большая берцовая кость и обломки бивней мамонта в виде пластин толщиной до 1 см (*Mammuthus primigenius* Blum.), часть из которых принадлежит толстоэмалевой форме мамонта. Здесь же были собраны два зуба и локтевая кость лошади (*Equus* sp.); нижняя челюсть с неполным зубным рядом кулана (*Equus hemionus*); челюсть, два рога, ребро, большая берцовая кость и нижняя часть метакарпальной кости лося (*Alces alces* L.). Однако больше всего остеологических остатков принадлежат бизону (*Bison priscus* Woj.) – крупный рог (предположительно длиннорогой формы), метаподий, фрагмент затылочной кости, пять шейных позвонков, грудной позвонок, бедро (без верхней части), метакарпальная кость, фрагмент таза, три метатарсальные кости, нижняя часть правого плеча, верхняя часть бедра, локтевая кость, пятка, астрагал, большая берцовая кость молодого животного. Некоторые из этих остатков, относимые к среднему неоплейстоцену, сильно окатаны, что свидетельствует об их дальней транспортировке и неоднократном переотложении.

В 1998 г. на правом берегу р. Бия в разрезе пятой надпойменной (бийской) террасы выше с. Старая Ажинка были обнаружены два неопределимых обломка кости крупного млекопитающего, радиоуглеродный возраст которой >45 000 лет (СОАН-4003).

В 2009 г. на Предалтайской равнине у с. Бобково на правом берегу р. Алей в основании разреза первой надпойменной террасы были обнаружены нижняя половина левой плечевой кости, задний мениск грудного позвонка и нижняя часть правой большой берцовой кости бизона (*Bison priscus* Woj.). Радиоуглеродный возраст по фрагменту берцовой кости определен в 12 300±450 лет (СОАН-8087).

Ниже по долине р. Алей в районе бывшего села «За урожай» из горизонта погребенной почвы в верхней части разреза первой надпойменной террасы извлечена нижняя половина левой плечевой кости *Bison priscus* Woj. со следами погрызов хищниками.

В 1,4 км ниже с. Большевик в правый борт долины р. Алей врезан узкий короткий овраг глубиной до 10 м. В стенках оврага вскрыты покровные лессовидные супеси желтоватого цвета мощностью до 6 м. Под ними залегают светло-серые и желтовато-серые глинистые алевролиты, которые здесь относят к нижней подсвите краснодубровской свиты, датируемой ранним – средним неоплейстоценом [1]. В кровле этих «краснодубровских» глинистых алевролитов обнару-

жен фрагмент локтевой кости мамонта (*Mammuthus primigenius* Blum.), радиоуглеродный возраст которой $37\ 800 \pm 820$ лет (СОАН-8088).

Изучение геологических отчетов и опубликованной литературы свидетельствует о том, что на протяжении позднего неоплейстоцена крупные млекопитающие мамонтового комплекса были весьма характерными представителями фауны не только в предгорьях, но и в горах Алтая, по крайней мере, до абсолютных высот не менее 1 000 м. Не вдаваясь в излишние подробности, приведем лишь некоторые примеры.

В долине р. Змеевка (район г. Змеиногорска) в нижней части аллювия русловой фации старателями при отработке россыпи обнаружены кости мамонта, шерстистого носорога, бизона, лошади, быка [9].

В озерно-болотных отложениях, выполняющих долины Малой Березовки и Комарихи (предгорная часть бассейна Чарыша) и датированных в интервале $23\ 825 \pm 125$ лет (СОАН-1163) – $12\ 145 \pm 55$ (СОАН-1162) содержатся кости мамонта, бизона, быка, лошади, благородного оленя (Николаев, 2001).

По данным Ю.М. Колыхалова, отложения второй надпойменной террасы Чарыша у выхода на Предальтайскую равнину содержат кости мамонта и датированы от $35\ 800 \pm 750$ лет (СОАН-787) до $30\ 400 \pm 300$ лет (СОАН-786).

В двадцатиметровой толще делювиальных суглинков в долинах ручьев Кривой и Пучкин (бассейн р. Башелак) еще в 1930-х гг. обнаружены кости мамонта [9].

В 1940-х гг. в бассейне р. Ануй на северо-восточном склоне г. Аскаты и на склоне долины Карамы у с. Степного в склоновых суглинках были обнаружены зубы мамонта [9]. В археологическом раскопе на слиянии рр. Ануй и Каракол кость бизона датирована в $28\ 700 \pm 850$ лет (СОАН-2514) [8].

В бассейне р. Песчаной в низовьях р. Светлой (левый приток Баранчи) в нижней части аллювия русловой фации старатели при отработке россыпи нашли зуб мамонта [9].

В долине р. Катунь у села Майма на поверхности знаменитого Майминского вала, который до сих пор ряд исследователей считает среднеплейстоценовой мореной, в шурфе на глубине 8 м обнаружены кости мамонта, датированные в $28\ 730 \pm 995$ лет (СОАН-2301) [5].

Таким образом, радиоуглеродный возраст ископаемой мамонтовой фауны в горах Алтая и его предгорьях определяется в широком интервале от $> 45\ 000$ лет до 11 920 лет, охватывая вторую половину позднего неоплейстоцена (каргинское межледниковье и сартанское оледенение). Остатков представителей мамонтовой фауны, имеющих даты выше границы Сартана – голоцена, на сегодняшний день неизвестно.

Наиболее многочисленные и разнообразные остатки этой фауны приурочены к границе предгорий и низкогорий. Довольно часто встречаются они и в низкогорье, не подвергавшемся оледенению. В последние годы обнаружены и в древнеледни-

ковом среднегорье Западного и высокогорье Юго-Восточного Алтая. Разнообразные остатки мамонтовой фауны давно известны из пещерных стоянок Северо-Западного Алтая.

На протяжении позднего неоплейстоцена представители мамонтовой фауны были постоянными обитателями предгорий и низкогорий Алтая. В теплые периоды межледниковий и межстадиалов они, двигаясь вслед за отступавшими ледниками, поднимались по долинам далеко и высоко в горы. В холодные периоды ледниковий и стадийных подвижек ледников на этапе деградации, двигаясь перед фронтом наступавших ледников, они постепенно мигрировали в предгорно-низкогорную часть Алтая.

Единичные разрозненные остатки лошади, кулана, сайгака – видов с узкой специализацией (открытые ландшафты, плотные грунты, сухой континентальный климат, глубина снежного покрова не более 15 см) – свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что эти животные были здесь сезонными мигрантами. Они могли попадать в предгорья Алтая с равнин Казахстана в зимний период, а в высокогорье Юго-Восточного Алтая – через перевалы хребта Сайлюгем из Монголии на заключительных этапах деградации последнего оледенения. Экологическая структура фауны Горного Алтая в сравнении с одновозрастной фауной равнинной части юго-востока Западной Сибири выглядит иначе. Для равнинной части Западно-Сибирской равнины выделены три группировки: 1) обитатели открытых ландшафтов тундры и степи; 2) виды, которые приспособлены к жизни в различных лесных биотопах, чередующихся с открытыми пространствами; 3) обитатели тайги, пойменных лесов и прибрежных зарослей [10]. В Горном Алтае в естественных обнажениях отсутствуют остатки животных, тяготеющих к пойменным лесам и прибрежным зарослям – лось, бобр (известны единичные находки в предгорной части), россомаха, барсук (единичные находки в пещерных тафоценозах), а также арктические формы (северный олень, овцебык, песец). Остатки крупных хищников (пещерный лев, пещерная гиена, бурый и пещерный медведь) пока известны только из пещерных отложений (пещеры Страшная, Логово Гиены, Усть-Канская и др.). В целом можно отметить, что в пещерных комплексах видовое разнообразие значительно больше (например, пещера Усть-Канская), чем в естественных обнажениях, особенно это касается хищных и грызунов [3], но и здесь явное преобладание по численности и разнообразию за животными, приспособленными к условиям разнообразных открытых ландшафтов, с доминированием остепненных участков. Крайняя редкость пойменных и околородных млекопитающих, по мнению А.П. Деревянко и др. [2: 479], «...исключает существование на Алтае в позднем плейстоцене обширных мелководных водоемов с низкими подтопляемыми берегами». При этом в пещерных тафоценозах присутствуют нивальные и полупустынные элементы.

Общее видовое разнообразие пещерных комплексов Горного Алтая превосходит видовое разнообразие мамонтовой фауны, известное из многовидовых местонахождений равнинной части Западной Сибири [4, 11], что, по мнению А.П. Деревянко и др. [2], свидетельствует о более высокой мозаичности и пестроте ландшафтов на территории Горного Алтая в позднем неоплейстоцене. Разнообразие ландшафтов, экологических ниш и мозаичность ареалов многих видов млекопитающих связаны с высокой степенью расчлененности рельефа и высотной поясностью.

Литература

1. Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
2. Деревянко А.П., Агаджанян А.К., Шуньков М.В. Особенности природных сообществ Горного Алтая и Западно-Сибирской равнины в позднем плейстоцене // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 478–480.
3. Деревянко А.П., Постнов А.В., Оводов Н.Д. Возможности палеоэкологических реконструкций по материалам раскопок Усть-Канской пещеры в Горном Алтае // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Международного симпозиума. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 483–485.
4. Косинцев П.А., Васильев С.К. Фауны крупных млекопитающих позднего неоплейстоцена Западной Сибири //

- Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 94–105.
5. Малютко А.М., Паньчев В.А. Катастрофический паводок в долине Катунь: его режим и возраст // Экзогенные процессы на территории Алтайского края. Барнаул, 1991. С. 45–47.
 6. Николаев С.В. Отложения времени последнего ледникового Предгорного Алтая и их стратиграфические аналоги в Кузбассе // Актуальные вопросы геологии и минерации юга Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 121–124.
 7. Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.
 8. Паньчев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродное датирование памятников Алтая, расположенных на р. Ануй // Комплексные исследования палеолитических объектов бассейна р. Ануй. Новосибирск, 1990. С. 138–143.
 9. Шамина О.Н. О находках и распространении мамонтовой фауны в северной части Горного Алтая // Проблемы геологии и освоения недр: Тр. VI Междунар. симпозиума им. Акад. М.А. Усова студентов, аспирантов и молодых ученых. Томск: Изд-во НТЛ, 2002. С. 59–60.
 10. Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск: Раушмбх, 2003. 162 с.
 11. Шпанский А.В., Боруцкая С.Б., Васильев С.В. Таранная кость палеолитического человека из Томского Приобья // Вестник антропологии. М: Проект-Ф, 2008. Вып. 16. С. 23–30.

ИЗУЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЛЕЙЦСТОЦЕНА В СИБИРИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ: АНАЛИЗ ДОКУМЕНТОПОТОКА ИЗ БД СОБСТВЕННОЙ ГЕНЕРАЦИИ ГПНТБ СО РАН

В.В. Рыкова, Е.И. Лукьянова

Государственная публичная научно-техническая библиотека Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск, Россия

Исчерпывающие знания о прошлом и настоящем органического мира позволяют построить прогнозные модели, которые дадут возможность предсказать будущее состояние флоры, фауны и ландшафтов. Существенную помощь в построении таких моделей могли бы оказать данные палеонтологии. Изучение настоящего, исторического и доисторического прошлого флористических и фаунистических комплексов, а также отдельных видов тех или иных регионов может быть использовано при разработке системы регионального экологического мониторинга. Информационной основой деятельности ученых, работающих в данном направлении, могут служить массивы документов, генерированные Государственной публичной научно-технической библиотекой Сибирского отделения Российской академии наук (ГПНТБ СО РАН).

ГПНТБ СО РАН многие годы работает над решением проблемы информационного сопровождения научных проектов и программ СО РАН, поэтому би-

блиотекой накоплен богатейший библиографический материал, который проанализирован, систематизирован и представлен в Интернете. Созданием ресурсов собственной генерации в ГПНТБ СО РАН занимается отдел научной библиографии, который осуществляет компилирование баз данных библиографического типа и выпуск на их основе текущих указателей литературы, а также издание ретроспективных библиографических указателей. В 2009 г. в отделе начались работы по созданию проблемно-ориентированной БД (ПОБД) геологической тематики «Изучение четвертичного периода в Сибири и на Дальнем Востоке». Актуальность тематики подтверждается интересом ученых различных специальностей к изучению квартера (геологов, гидрологов, климатологов, антропологов, археологов), регулярным проведением научных мероприятий, посвященных данной проблематике под руководством Комиссии по изучению четвертичного периода Отделения наук о Земле РАН.

Научным заделом для генерации данной ПОБД служат текущие указатели литературы «Геология Сибири и Дальнего Востока» (1964–1994 гг.) и соответствующие разделы БД «Природа и природные ресурсы Сибири и Дальнего Востока». Предварительный анализ документопотока показал, что информационный массив составит около 10 000 документов на русском и иностранных языках за 25-летний период (1987–2011 гг.), при необходимости ретроспектива БД может быть расширена. Черновой вариант рубрикатора новой ПОБД был предложен к широкому обсуждению ученым и специалистам на конференции «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», проведенной в октябре 2009 г. в Новосибирске на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН [1]. С учетом их замечаний и предложений окончательная схема БД выглядит следующим образом:

1. Общие вопросы.
2. Седиментология.
3. Стратиграфия.
4. Геохронология.
5. Эволюция органического мира:
 - палеопочвы;
 - флора;
 - фауна;
 - экосистемы;
 - древний человек.
6. Гидрология, гидрогеология и геохронология.
7. Палеообстановки и изменения климата.
8. Геодинамика и геоморфология.
9. ГИС и БД по квартеру.

В новую ПОБД включены электронные публикации из Научной электронной библиотеки. Отражение информации об электронных публикациях делает возможным оптимизировать структуру БД путем организации системы гиперссылок от библиографических описаний на полные тексты источников (Интернет-ресурсы, доступные БД иностранных журналов и т.д.).

Из ПОБД «Изучение четвертичного периода в Сибири и Дальнем Востоке» нами был отобран документальный поток (ДП) по теме «Органический мир плейстоцена Сибири и Дальнего Востока», который составил более 2 100 документов на русском и иностранных языках за 23-летний период (1987–2009 гг.). Проведен наукометрический анализ ДП по следующим параметрам: временная и видовая структура ДП, наиболее продуктивные периодические издания и научные коллективы.

Временная структура ДП отражена на рис. 1. Динамика ДП показывает рост количества документов в последнее десятилетие, причем прирост документов в 2003–2007 гг. шел существенно быстрее, чем в предыдущее 5 лет. Материалы 2008–2009 гг. исключены при построении графика, так как литература этих лет издания продолжает поступать в фонды библиотеки, но

судя по количественным данным (более 150 записей за 2008 г.) тенденция роста потока сохраняется.

Видовая структура ДП показана на одноименной круговой диаграмме, из которой видно, что преобладающими видами документов являются материалы конференций и статьи из периодики (35 и 30% соответственно) (рис. 2). Конференции играют значимую роль в обмене информацией между учеными и специалистами не только на региональном, но и на международном уровне, а их материалы позволяют судить о состоянии современных научных и прикладных исследований. Необходимо отметить, что по рассматриваемой теме регулярно проводятся совещания и конференции, что является свидетельством активной работы специалистов в данной области. Невозможно перечислить все из них, поэтому назовем последние: «Микропалеонтология в России на рубеже веков»: XIII Всероссийское микропалеонтологическое совещание (Москва, 2005 г.), «Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России»: Международный симпозиум (Ростов-на-Дону; Азов, 2006 г.), «Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики»: Международная конференция (Москва, 2007 г.), «Проблемы геологической и минерогенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии»: VII Международный симпозиум (Чита, 2007 г.), «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований»: V и VI Всероссийские совещания по изучению четвертичного периода (Москва, 2007 г.; Новосибирск, 2009 г.).

Статьи из научных журналов составили почти треть ДП. При анализе ДП выяснилось, что наиболее продуктивными периодическими изданиями (так называемая ядерная группа) по избранной теме являются следующие: отечественные – «Доклады Российской академии наук», «Ботанический журнал», «Археология, этнография и антропология Евразии», «Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук», «Вестник Северо-Восточного научного центра Дальневосточного отделения РАН», «Новости палеонтологии и стратиграфии», «Палеонтологический журнал», «География и природные ресурсы», «Стратиграфия. Геологическая корреляция», «Археология, этнография и антропология Евразии»; иностранные – «Quaternary Science Review», «Journal of Quaternary Science», «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology», «Quaternary International», «Quaternary Research», «Review of Palaeobotany and Palynology». Число публикаций в «ядерных» изданиях является важным показателем реализации научного потенциала ученого.

В заключение необходимо отметить, что БД собственной генерации ГПНТБ СО РАН включают самые разнообразные виды документов: книги, статьи из журналов и научных сборников, постатейно рас-

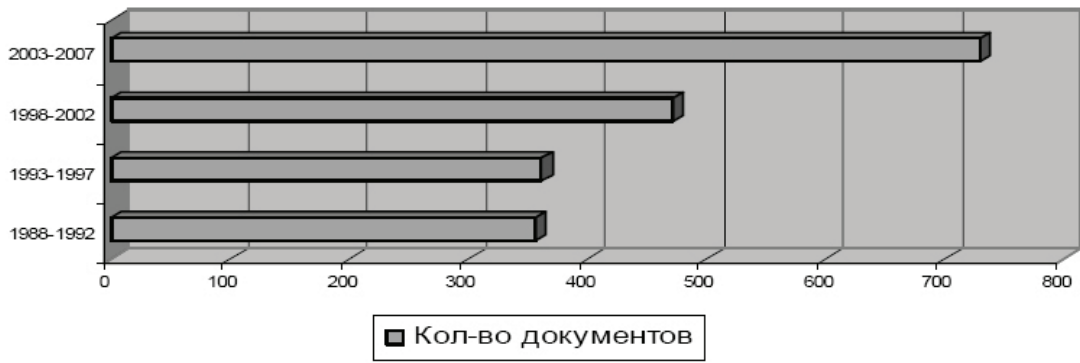


Рис. 1. Временная структура ДП

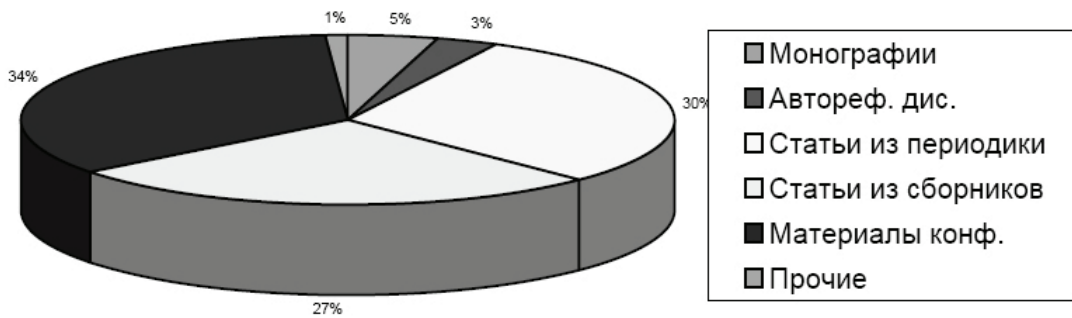


Рис. 2. Видовая структура ДП

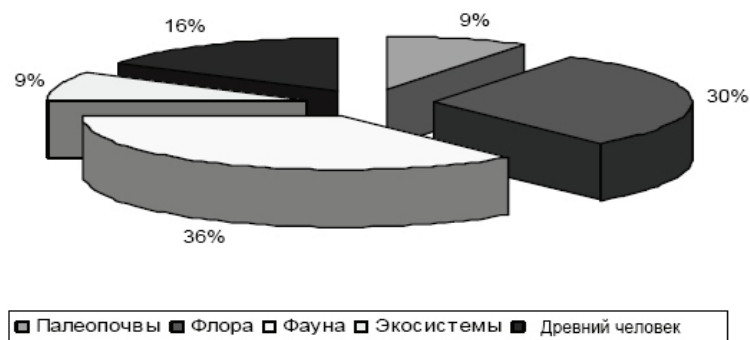


Рис. 3. Тематическая структура ДП

писанные материалы конференций, карты, атласы, депонированные рукописи, препринты, методические рекомендации, обзоры на русском и иностранных языках. Формирование БД производится на основе обязательного экземпляра, получаемого ГПНТБ СО РАН, а также зарубежных изданий, поступающих в библиотеку и институты СО РАН по подписке и международному книгообмену. Записи включают полное библиографическое описание, аннотации, географическую рубрику, переводы к иностранным работам, коды разделов рубрикатора. Поиск информации в БД возможен по ключевым словам из заглавия, аннотации, перевода, элементам библиографического описания, географической и предметной рубрике. При необходимости можно осуществить «сложный» поиск, объединяя в запросе несколько параметров. Новая БД «Изучение четвертичного периода в Сибири

и на Дальнем Востоке» будет выставлена в конце 2010 г. в свободном доступе для пользователей Интернета на сайте библиотеки по адресу www.spsl.nsc.ru (опция «Электронные каталоги и БД»).

Документы, информация о которых представлена в наших БД, хранятся в фондах ГПНТБ СО РАН или библиотеках сети, поэтому их можно легко получить по межбиблиотечному абонементу в традиционном или электронном виде. Оперативное информационное обслуживание по данной проблеме возможно в режиме избирательного распространения информации (ИРИ) с предоставлением библиографических материалов по постоянно действующим запросам.

Материалы из БД собственной генерации ГПНТБ СО РАН можно получить по электронной почте, обратившись по адресу onb@spsl.nsc.ru.

Литература

1. Рыкова В.В., Лукьянова Е.И. Изучение четвертичного периода в Сибири и на Дальнем Востоке: анализ документального потока из БД собственной генера-

ции ГПНТБ СО РАН // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. (Новосибирск, 19–23 окт. 2009 г.). Новосибирск, 2009. С. 531–534.

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ НАКОПЛЕНИЯ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ ЭПОХИ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПЕЩЕРАХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Ю.Б. Сериков

Нижнетагильская государственная социально-педагогическая академия, г. Нижний Тагил, Россия

Практически в каждой уральской пещере в плейстоценовых слоях присутствуют небольшие фаунистические комплексы. Обычно археологи и палеобиологи считают их результатом охотничьей деятельности человека. При этом они не обращают внимание на множество деталей и нюансов, связанных с фаунистическими остатками.

На р. Пышма находится грот Безымянный (Свердловская обл.). В палеолитическом слое найдено всего 2 каменных и 10 костяных изделий, что, по мнению авторов раскопок, свидетельствует о кратковременности посещения грота небольшой группой людей. Фаунистический комплекс представлен костями 12 видов животных. Кости северного оленя и лошади происходят соответственно от 8 и 4 особей. Все эти кости рассредоточены в слое глины мощностью до 1,35 м (а это противоречит выводу о кратковременности пребывания в гроте). Авторы раскопок, характеризуя формы хозяйства, учитывают кости только копытных животных и говорят о «явном преобладании охоты на крупных стадных животных» [1: 68–69].

Характер накопления костей других животных (бизон, носорог, пещерный медведь, россомаха, волк, лисица, песец, заяц, сурок) специально не рассматривается, но подразумевается, что и эти животные были объектом охоты. Авторы видят противоречия в своих построениях, но предпочитают идти традиционным путем: раз есть кости, значит была охота.

Второй грот – Зотинский I (р. Багаряк Челябинской обл.), исследованный этими же авторами, по их мнению, очень неудобен и не приспособлен даже для кратковременной остановки. В нем найдено 12 каменных изделий и 750 костей от 41 особи 10 видов (носорог, бизон, пещерный медведь, сайга, волк, песец, заяц, сурок). Среди них кости 6 северных оленей и 14 лошадей. Кости лошади составляют 63% по количеству и 34% по минимальному числу особей. Костей северного оленя меньше, соответственно 18 и 13%. Кости животных насыщают слой глины мощностью 1,4 м. Авторы раскопок считают, что в гроте представлены остатки загонной охоты на лошадей и северных оленей. Причем туши убитых животных приносились в грот целиком, где затем и разделывались. На мой

взгляд, это предположение выглядит крайне неубедительным. Обычно животных разделяли там, где их убили, а не затаскивали по крутой тропе в грот на высоту 11 м, где и трое охотников с трудом могли разместиться. К тому же предположение о загонной охоте никак не объясняет появление в гроте костей шерстистого носорога, пещерного медведя, бизона, волка и других животных (21 особь) [1: 62–69].

Изучение плана палеолитического горизонта грота и его профилей показывает, что культурные остатки (кости и каменные изделия) залегают практически в центре грота узкой полосой (не более 50 см шириной) в трехметровой расселине, образованной с одной стороны спускающейся каскадами стенкой грота, а с другой – монолитными блоками, лежащими на дне грота. Ни о какой разделке туш в данной ситуации говорить не приходится. Следовательно, их накопление происходило не одноразово, а постепенно. Таким образом, в свете вышеизложенных фактов грот Зотинский никак нельзя трактовать как временное укрытие от непогоды и место разделки добычи.

Подобная картина характерна и для гротов и пещер р. Чусовая (Средний Урал), исследованием которых автор занимался свыше 20 лет.

В пещере Туристов палеолитический слой сохранил нуклеус, скребло и два грубо обработанных бифаса. Там же найдены кости мамонта, бизона, северного оленя, дикой лошади, песца, зайца, копытного лемминга. Следует подчеркнуть, что пещера очень холодная и сырая.

Неожиданные результаты принесли исследования пещеры на камне Дыроватом, расположенной на отвесной скале на высоте 20 м. Кроме 20 тысяч наконечников стрел, отдельных украшений и множества костей животных в ней ничего не было. Коллекция костей животных эпохи плейстоцена составила свыше 7 тысяч экз. Кости зайца, птицы и неопределенных млекопитающих представлены не менее чем в 2 тысячи экз. Эти кости могли быть остатками добычи хищных птиц. Но чем объяснить наличие в пещере костей северного оленя (648 экз.), лошади (112 экз.), песца (101 экз.), горноста (20 экз.), бизона и сайги (по 14 экз.), носорога, мамонта, пещерного

льва, волка и росوماхи (представлены единичными экземплярами)?

В пещере на камне Котел мощность палеолитического слоя составляет больше метра. Из находок там обнаружены хрустальный нуклеус, пластина и два отщепы. Фаунистический комплекс пещеры очень богат (свыше 500 костей). В плейстоценовом слое преобладают кости северного оленя. Представлены практически все кости скелета (лопатки, таз, плечевые, локтевые, берцовые, бедренные, позвонки, ребра, грифельные, плюсны, карпальные, фаланги, пястные, пяточные). Особо следует отметить наличие в пещере четырех разрушенных черепов и шести нижних челюстей. Вторые по численности – кости дикой лошади. Среди них тоже имеются фрагменты двух черепов и двух верхних и нижних челюстей. В небольшом количестве встречены кости шерстистого носорога, бизона, пещерного льва, малого пещерного медведя, волка, лисицы, песца. Единичны кости медведя, росوماхи, выдры и рыбы. Из мелких животных в большом количестве присутствуют кости зайца.

Палеолитический комплекс Усть-Койвинской пещеры представлен двумя скребками, четырьмя пластинками и 36 отщепами. Возле углистого пятна залежали две тщательно обработанные роговые мотыги. Фаунистический комплекс памятника достаточно разнообразен. Обнаружены кости мамонта (молочный зуб, пластины от зубов, три грудных позвонка, ребро), носорога, бизона, лошади, северного оленя, сайги, волка, лисицы, песца, горностая, хоря, зайца, птицы и рыбы. Любопытным является тот факт, что многие виды животных представлены костями несъедобного характера. Зубы мамонта, бизона, лошади, северного оленя, песца, так же как и рога бизона и северного оленя (4 экз.), так же как и челюсти (в основном нижние) бизона, северного оленя (6 экз.), лошади, лисицы, песца (11 экз.), хоря никак нельзя отнести к мясным частям туши.

Тем не менее обычно археологи и палеобиологи такие памятники рассматривают в качестве кратковременных стоянок палеолитических охотников. Но каменные изделия в гротах и пещерах Среднего Урала крайне немногочисленны (грот на Медведь-Камне – 1 экз., грот Безымянный – 2 экз., пещера в камне Котел – 4 экз., грот Зотинский – 12 экз., Усть-Койвинская пещера – 42 экз. и т.п.). Да и найти их в слое бурой плейстоценовой глины непросто, всегда есть вероятность проброса. Из-за небольших размеров среднеуральских пещер и гротов в них не могли проживать крупные хищники типа пещерного льва и медведя. Волки и лисы, наоборот, для проживания предпочитают тесные, но теплые норы. А костеносные слои в пещерах часто имеют значительную мощность. В настоящее время гипотеза о накоплении костей в пещерах в результате охоты древнего человека оспаривается и некоторыми другими исследователями [2: 218–220].

Если же археологических находок (каменных или костяных изделий) в слое пещеры нет, значит, по

мнению биологов, появление костей в ней связано с деятельностью хищника. При этом их не смущает ни мощность костеносного слоя, ни видовой состав животных.

На берегах Шайтанского озера (Свердловская обл.) исследовался навес в виде своеобразного грота – Шайтаноозерский Каменный Остров I. Под ним обнаружены культурные остатки нескольких эпох от мезолита до железного века. Чрезвычайно интересным фактом на этом памятнике является нахождение в нижнем слое свыше 300 костей плейстоценовых животных. Преобладают среди них кости северного оленя и лошади (111 и 94 экз.), затем по численности идут кости сурка, зайца и сайги. Единичными находками представлены кости шерстистого носорога, песца и бизона. Учитывая, что в нижнем слое не встречено археологических находок, а на костях присутствуют погрызы хищников, палеобиологи предполагают, что накопление костей в нем происходило в результате жизнедеятельности хищников [3: 78].

Однако, учитывая, что нам известен абсолютно аналогичный памятник (Большие Аллаки), связанный с культовыми действиями у каменных палаток, на котором имеется такой же комплекс плейстоценовой фауны (но с изделиями из горного хрусталя, которые составляли 78,85% из 208 экз.), можно допустить, что фаунистический комплекс мог накапливаться в результате культовых действий. Об этом может свидетельствовать фаунистический список (8 видов животных), да и сам состав этого списка. Трудно представить хищника, который бы питался животными от сурка до шерстистого носорога [4: 48].

Детальное изучение пещерных палеолитических комплексов показывает, что некоторые из них достаточно доказательно можно отнести к культовым [5: 17–20]. Соответственно, и кости в них попадали в результате определенных культовых действий. В пользу этого могут свидетельствовать наличие в пещерах черепов животных, нижних челюстей, зубов. Следует также обращать внимание на особенности топографии пещер и стратиграфию пещерных отложений, а также фаунистический список. Эти же признаки должны учитываться и при анализе пещер, где палеолитических артефактов не обнаружено.

Литература

1. *Петрин В.Т., Смирнов Н.Г.* Палеолитические памятники в гротах Среднего Урала и некоторые вопросы палеолитоведения Урала // Археологические исследования на Урале и в Западной Сибири. Свердловск, 1977. С. 56–71.
2. *Оводов Н.Д., Мартынович Н.В.* Мегафауна и человек в палеолите Сибири // Современные проблемы археологии России. Новосибирск, 2006. Т. 1. С. 218–220.
3. *Косинцев П.А., Улитко А.И.* Фауна крупных млекопитающих из археологического памятника Шайтаноозерский каменный остров-1 // III Берсовские чтения: Материалы науч.-практ. конф. Екатеринбург, 1999. С. 76–78.

4. Сериков Ю.Б. Скальные культовые памятники Шайтанского озера // Проблемы археологии: Урал и Западная Сибирь (к 70-летию Т.М. Потемкиной). Курган, 2007. С. 42-49.
5. Сериков Ю.Б. Становление ритуально-культовой практики у палеолитического населения Урала // Мировоззрение населения Южной Сибири и Центральной Азии в исторической ретроспективе. Барнаул, 2007. Вып. 1. С. 7-24.

ОРНАМЕНТИРОВАННОЕ ИЗДЕЛИЕ ИЗ МОРЖОВОГО КЛЫКА ЭСКИМОССКОГО ЖИЛИЩА ВАНКАРЕМ III

И.В. Шмидт

Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, г. Омск, Россия

Изделия изобразительного творчества всегда являются украшением сезонной коллекции археологического материала. Особенно интересны те из них, которые характеризуют человека как тонкого наблюдателя природы. Животные уже в палеолите стали образной основой символического мира, рожденного человеком. Подобные заимствования можно встретить и в недавно существовавших культурах, например в древнеберингоморской эскимосской культуре.

Летом 2008 г. в отложениях разрушающегося памятника Ванкарем III была обнаружена в разрозненном состоянии «костяная триада» эскимосского гарпуна – «крылатый предмет», головка древка и накопник. Поверхности всех трех предметов оформлены рельефными и гравированными образными композициями. В целом их орнаментальный текст гомогенен и позволяет отнести создание предметов к эпохе ДБК II–III – ДБК III. Принадлежность к орнаментальной традиции, «орнаментальная датировка» дана с учетом таблицы и замечаний Е.С. Сухоруковой [7: 52–53, 56–59]. М.М. Бронштейн относит её существование к середине I тыс. н.э. [4: 34–35]. Упомянув о трех изделиях, детально представим лишь одно из них.

«Крылатый предмет» – изделие хорошей сохранности (рис. 1, 2), попадающее в группу «Б» аналогичных предметов [6: 92–93]. Его параметры: длина – 200 мм; высота – 75 мм; максимальная толщина – 40 мм. Как и все подобного рода предметы, оно обладает особенностями в оформлении.

Медиальная часть изделия представлена пластическим изображением зооморфа – помещенной между раскинувшимися крыльями мордой медведя. Определение видовой принадлежности изображенного зверя хоть и не вызывает особых трудностей, все же не лишено дискуссий. Пожалуй, самой главной проблемой является стилистика оформления его «ушек». В отличие от типично медвежьих, «скругленных» вариантов в нашем случае речь идет о сильно прижатых к голове ушах с заостренными кончиками, что вызывает подозрения в попытке передачи либо собачьей, либо волчьей головы. Покатая линия лобной зоны головы животного (снабженная небольшим, без следов использования «линзовидным» углублением-пазом),

уводящая глаз наблюдателя на обратную сторону изделия и плавно переходящая в линию спины, лишает образ привычных очертаний «упрямого», поданного вперед лба, характерного для изображений бурого медведя. Вопрос видовой идентификации образа снимается внимательным рассмотрением остальных деталей тела зверя, вписанных в текст композиции. Его тяжесть и грузность заметна в плавно переданных, «А»-образных очертаниях мощной, типично медвежьей спины, размещенной с обратной стороны медиальной зоны изделия. Её общий контур подчеркнут резными линиями, возможно, стилизованно передающими складки шкуры зверя. Предположение о присутствии в данной композиции образа именно медведя (но белого, а не бурого) подтверждается и хорошо заметными, слегка стилизованными, выполненными резной линией медвежьими лапами (каждая кисть с пятью параболически собранными «пальцами-когтями»), размещенными снизу в лицевой части композиции, прижатыми к «телу» по одной с каждой стороны, и вписанными в очертания образов правого и левого «крыльев».

О ведущих образах композиций, расположенных в зонах крыльев, отчетливо делящих все поле изделия чуть ниже головы медведя ровно пополам, гипотез может быть выдвинуто много больше. Необычен уже тот факт, что в них просматриваются орнитоморфные черты.

В отличие от образа медведя, большей частью переданного пластически и независимо от очертаний изделия, головы орнитоморфов полностью подчинены форме его раскинутых «крыльев» и, можно сказать, слегка оттеняя их рельефно, едва выдают своё присутствие. Геральдически расположенные изображения голов птиц с большими мощными клювами образованы двойной резной линией. Характерные детали образов, лишённые рельефной поддержки, переданы двойной сплошной и тройной стежковой линиями; ход резной линии в зоне клюва и верхней части головы нередко сопровождается одинарной линией «стежков». Этот тип линии различные исследователи называют по-разному, например «пунктирной линией». Мне она почему-то напомнила стежковый вариант скрепления полотна. Как и у медведя, выра-



Рис. 1. Лицевая часть «крылатого предмета»

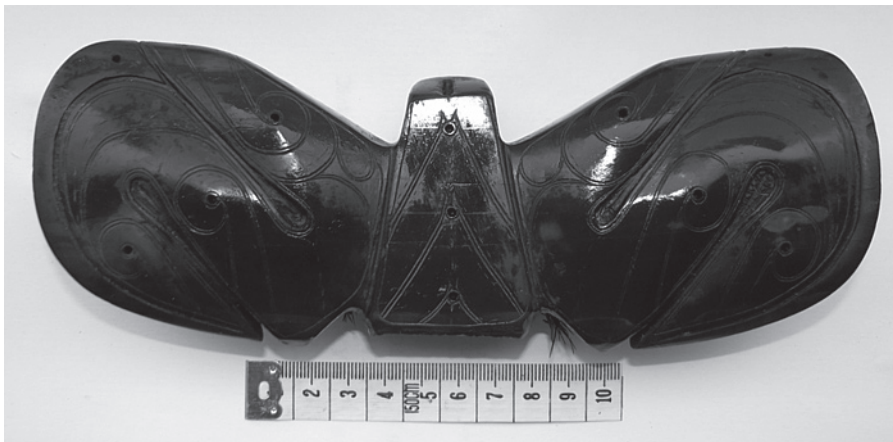


Рис. 2. Обратная сторона «крылатого предмета»

зительные детали голов птиц обозначены конически просверленными, неглубокими отверстиями. Благодаря четкой обозначенности ноздрей на клювах, головы птиц стали хорошо заметными (рис. 3). Надо отметить, что лицевая и обратная стороны крыльев оформлены образами птиц, принадлежащих к разным видам. За их точным видовым определением лучше обратиться к специалистам. Человек же далекий от орнитологии легко заметит, что текст оборотной стороны изделия организован хищными и более агрессивно настроенными персонажами.

Помимо орнитоморфных изображений в композициях, оформляющих зону крыльев чувствуется присутствие еще некоторых, обозначенных как слабым рельефом, так и резными линиями образов, плавно переходящих (лучше сказать, перетекающих) друг в друга. Полиэпиконичность композиции затрудняет их образную и видовую идентификацию, но попытки увидеть в них типичных данной традиции персонажей (моржей, гренландских китов и т.д.) пока не увенчались успехом.

Заканчивая первичный анализ данного изделия, отметим архитектурные особенности, способные повлиять на интерпретацию его функциональности. Первое, что чрезвычайно важно отметить, – присутствие едва заметной диспропорции в метрике

крыльев. При сопоставимых высоте (80 мм) и толщине (40 мм) крыльев длина правого (от «затылка» головы птицы, расположенной на лицевой части крыла, до естественной его оконечности) 100 мм, а левого – 110 мм. Разница в размерах «крыльев» в один сантиметр могла сказываться на аэродинамике предмета, если видеть его составной частью именно гарпуна. Но, как было отмечено, паз, расположенный на макушке медвежьей головы не обнаружил следов его эксплуатации, чего нельзя сказать об отверстиях для крепежного ремня.

Отверстия для крепления предмета на древке, их месторасположение и способы эксплуатации – вторая особенность данного изделия (рис. 4). Тип расположения отверстий для крепления, который и позволил отнести предмет к группе «Б», очевидно, не связан с предполагаемым исследователями орудийным статусом предметов подобного рода. Концентрические отверстия без следов разрушения, расположенные в выемке нижнего отдела изделия между остроконечной прорезью на крыльях и основанием медиальной части предмета, обладают максимальным диаметром в 10 мм (1 см).

Такие же размеры демонстрируют сильно поврежденные отверстия, заметные с обеих сторон по внутренней дуге крыльев (приблизительно, напротив глаз орни-



Рис. 3. Позиция наблюдения, позволяющая отчетливо разглядеть голову орнитоморфа, помещенного на обратной стороне правого крыла изделия



Рис. 4. Отверстия для крепления, заполненные остатками китового уса

томорфов). «Производственный» характер повреждений можно подозревать лишь у последней («верхней») из названных пары отверстий. Но тогда становится непонятным принцип крепления данного предмета на древке гарпуна, которое происходило при помощи китового уса (это еще одна интересная деталь).

Почему-то при словах «материалы крепления», «ремни» возникает образ ремешков из кожи, сухожилий, кишок и других прочных материалов, достаточно представленных в культуре эскимосов. Но отверстия заполнены остатками именно китового уса, ранее, возможно, скрученного в жгут). Этот способ почему-то чрезвычайно сильно сказался на целостности лишь одной пары отверстий и оставил без повреждений другую.

Неглубокая, необычно сконструированная втулка. Форма прямоугольная. Длина внешняя – 40 мм (4 см), длина внутренняя – 30 мм (3 см), ширина-высота внешняя – 28 мм (2,8 см), ширина-высота внутренняя – 20 мм

(2 см). Глубина тах – 11 мм (1,1 см). Втулка обладает «рельефными» ограничителями движения «жезла» в ней. Попарно размещенные (по три на каждой длинной внутренней стороне втулки), неглубоко прорезанные русла, заканчиваются небольшого диаметра и неглубокими углублениями в основе втулки. Таким образом, древко жезла, обладая соответствующей архитектурой входящей зоны могло оказаться плотно укрепленным во втулке крылатого предмета. К сожалению, в этот год исследований древко с подходящим рельефом «пятки» обнаружено не было) и отсутствие следов эксплуатации линзовидного углубления, расположенного на голове медведя, также добавляет сомнений в использовании конкретно данного изделия в качестве баланса или же аэродинамической составляющей древнего гарпуна, созданного для охоты на морского зверя.

Изобразительный текст предмета, как и другие его особенности, побуждает углубиться в ранее откры-

тые аналогичным материалом дискуссии. Пожалуй, впервые выявлен яркий орнитоморфный характер оформления крыльев берингоморского изделия, напоминающий о неолитических прототипах крылатых предметов из южных зон Азии [3: 153; 1: 123–130] и, возможно, их южной прародине [2: 373]. Предполагаемое время их существования (датировки более точной, чем стилистическая, пока не существует) совпадает с расцветом производства и использования в качестве амулетов «крылатых подвесок» из камня в тихоокеанской зоне Центральной Америки [5: 65–70]. Обращает на себя внимание близость размеров берингоморских и американских образцов, что увеличивает соблазн интерпретировать и берингоморские формально идентичные изделия в ритуальном ключе.

Наличие озвученных аналогий и в пространстве, и во времени свидетельствует о чрезвычайной древности традиции создания подобных предметов и их необходимости для культурной идентификации этнических групп, заселяющих бесконечные просторы Азии. «Крылатый предмет» – один из самых ярких элементов, устоявших в долгом процессе эволюции культур данной территории. Безусловно, перед нами «символическая универсалия» древней азиатской культуры, хранящая тайны её сложения и развития.

Литература

1. Алкин С.В. «Крылатые предметы» из района р. Янцзы // Диковские чтения: Материалы науч.-практ. конф.,

посвященной 75-летию со дня рождения чл.-корр. РАН Н.Н. Дикова. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 123–130.

2. Арутюнов С.А. Некоторые итоги исследования археолого-этнографических проблем формирования прибрежного населения Чукотки // Горизонты антропологии: Труды Междунар. науч. конф. памяти академика В.П. Алексеева (Москва, Салтыковка, 20–22 сентября 1994 г.). М.: Наука, 2003. С. 371–374.
3. Арутюнов С.А., Сергеев Д.А. Проблемы этнической истории Берингоморья. Эквенский могильник. М.: Наука, 1975. 240 с.
4. Бронштейн М.М. Эквен и Пайпельгак глазами этнологов // Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное / Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. С. 26–47.
5. Дэвлет Е.Г. Художественные изделия из камня индейцев Центральной Америки. М.: Научный мир, 2000. 248 с.
6. Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное / Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. 216 с.
7. Сухорукова Е.С. Художественные изделия из эвенкийского могильника и проблема эволюции древнеберингоморского искусства // Мир арктических зверобоев. Шаги в непознанное / Каталог выставки. Москва; Анадырь: Департамент культуры, спорта, туризма и информационной политики Чукотского автономного округа РФ, Государственный музей Востока, 2007. С. 48–60.

ДИНАМИКА ФАУНЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОБЩЕГО ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ЕВРАЗИИ

А.В. Шпанский

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Поздний кайнозой отличается значительной динамикой природных процессов – дифференциация рельефа в связи с активизацией тектоники, возникновение и исчезновение сухопутных связей между континентами и периодические изменения их очертаний. Эти изменения вызвали изменения климата и ландшафтов, что в свою очередь привело к быстрым изменениям в наземных экосистемах. Наиболее чутко на происходившие изменения реагировали млекопитающие, многие группы за последние 3–4 млн лет испытали адаптивную радиацию, сформировав новые подсемейства с большой родовой и видовой дифференциацией. В отдельных филетических линиях произошли изменения не только на видовом, но и на родовом уровне (мамонтоидные слоны, овцебыки, носороги, лемминги, полевки и др.). При этом необходимо отметить, что сформировавшаяся во второй

половине плиоцена экологическая структура фауны млекопитающих, ориентированная на открытые аридизированные ландшафты, сохранялась вплоть до конца плейстоцена в виде мамонтовой фауны (таблица). Эта структура во многом аналогична современной африканской саванной фауне [1], являющейся во многом преемницей гиппарионовой фауны, распространявшейся циркумполярно во второй половине миоцена и начале плиоцена [4].

Разрушение экологической структуры фауны млекопитающих, просуществовавшей более 4 млн лет, произошло в виде вымирания доминантных форм мамонтовой фауны (мамонта, шерстистого носорога, гигантского оленя, бизона, галльской лошади, пещерных хищников). Вымирания происходили в течение всего плио-плейстоцена, но это было викарирующее видозамещение в пределах примерно одних и тех

Экологические аналогии в трофической пирамиде между млекопитающими современной африканской саванной фауны и фаунами плейстоцена Северной Евразии

Трофические уровни пищевых пирамид	Фауна современных африканских саванн	Мамонтовая фауна	Прииртышский (сингильский) фаунистический комплекс	Вяткинский (тираспольский) фаунистический комплекс	Раздольинский (таманский) фаунистический комплекс
	2	3	4	5	6
Пятый уровень – потребители падали	Пятнистая (<i>Stocita stocita</i> Erxl) и полосатая (<i>Hyaena hyaena</i> L.) гиены	Пещерная гиена (<i>Stocita spelaea Goldf.</i>), палеолитический человек (<i>Homo sapiens</i> L.)	Пещерная гиена (<i>Stocita spelaea Goldf.</i>)	Гиена (<i>Hyaena</i> sp.), пещерная гиена (<i>Stocita spelaea Goldf.</i>)	Гиена (<i>Hyaena</i> sp.)
Четвертый уровень – крупные хищники	Африканский лев (<i>Panthera leo</i> L.)	Пещерный лев (<i>Panthera spelaea Goldf.</i>)	Пещерный лев (<i>Panthera spelaea Goldf.</i>)	Пещерный лев (<i>Panthera spelaea Goldf.</i>)	Гомотериум (<i>Homotherium</i> aff. <i>ultimus</i> Teilh. de Chard.), <i>Panthera</i> sp.
Третий уровень – потребители копытных и грызунов, активные хищники первого порядка	Торилла (<i>Ictopix striatus</i> Pettu), ихневмон (<i>Herpestes ichneumon</i> L.)	Степной хорек (<i>Mustela eversmanni</i> Less.), горностай (<i>M. erminea</i> L.)	–	Куницы (<i>Mustelidae</i> gen?)	Куницы (<i>Mustelidae</i> gen?)
Второй уровень – потребители травяного покрова, листьев и вегетативных побегов кустарников и деревьев	Чепрачный и полосатый шакалы (<i>Canis mesomelas</i> Schreb., <i>C. adustus</i> Sundev.), африканская циветта (<i>Viverra civetta</i> Schreb.)	Песец (<i>Alopex lagopus</i> L.), лисица (<i>Vulpes vulpes</i> L.), россомаха (<i>Gulo gulo</i> L.)	–	Лисица (<i>Vulpes</i> sp.)	Лисица (<i>Vulpes</i> sp.)
	Гленовая собака (<i>Lycan pictus</i> Temm.), гепард (<i>Acinonyx jubatus</i> Schreb.)	Волк (<i>Canis lupus</i> L.), красный волк (<i>Canis alpinus</i> Pall.)	Волк (<i>Canis lupus</i> L.)	Волк (<i>Canis</i> sp.)	Волки (<i>Canis tamanensis</i> Verestch., <i>Canis</i> sp.)
	Африканский слон (<i>Loxodonta africana</i> Blum.)	Мамонт (<i>Mammuthus primigenius</i> Blum.)	Трогонтериевый слон (<i>Mammuthus trogontherii</i> Pohlgl), лесной слон (« <i>PalaeoLoxodon antiqus</i> »), Иртышский слон (<i>PhanagorLoxodon irtyshensis</i> Shpan.)	Трогонтериевый слон (<i>Mammuthus trogontherii</i> Pohlgl), лесной слон (« <i>PalaeoLoxodon antiqus</i> ») (PhanagorLoxodon mammothoides Garutt)	Южный слон (<i>Archidiskodon meridionalis</i> Nestl), фанаторийский слон (<i>PhanagorLoxodon mammothoides</i> Garutt)
	Белый носорог (<i>Ceratotherium simum</i> Burch.)	Шерстистый носорог (<i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum.)	Сибирский эламотерий (<i>Elasmotherium sibiricum</i> Fischer), носорог Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jaeger)	Сибирский эламотерий (<i>Elasmotherium sibiricum</i> Fischer), носорог Мерка (<i>Stephanorhinus kirchbergensis</i> Jaeger)	Носороги (<i>Coelodonta</i> cf. <i>tologojensis</i> Bel., <i>Stephanorhinus etruscus</i> Falc., <i>Elasmotherium caucasicum</i> Bortis)
	Герецук (<i>Litocranius walleri</i> Brooke), большой и малый кулу (<i>Tragelaphus strepsiceros</i> Pall., <i>T. imberbis</i> Blyth.)	Сибирская косуля (<i>Capreolus pygargus</i> Pall.), марал (<i>Cervus elaphus</i> L.), тигантский олень (<i>Megaloceros giganteus</i> Blum.), лось (<i>Alces alces</i> L.)	Марал (<i>Cervus elaphus</i> L.), тигантский олень (<i>Megaloceros giganteus</i> Blum.), широколобый лось (<i>Cervalces latifrons</i> John.)	Лоси (<i>Cervalces latifrons</i> John., <i>Libralces gallicus</i> Azzatoli), тигантский олень (<i>Praemegaceros verticornis</i> Dawk.), <i>Praedama</i> cf. <i>stissenbornensis</i> Kahlke	Тигантский олень (<i>Praemegaceros verticornis</i> Dawk.), лоси (<i>Tamanalces caucasicum</i> Verestch., <i>Libralces gallicus</i> Azzatoli)
	Африканский осел (<i>Equus asinus</i> L.), зебры (<i>E. grevyi</i> Oust., <i>E. burchelli</i> Gray)	Евразийские лошади (<i>Equus gallicus</i> Prat., <i>E. lenensis</i> Russ.), кулан (<i>E. hemionus</i> Pall.)	Лошади (<i>Equus</i> ex gr. <i>mosbachensis-germanicus</i> , <i>Equus taubachensis</i> Freud.)	Лошадь (<i>Equus mosbachensis</i> Reich.), осел (<i>Equus (Asinus)</i> sp.)	Лошади (<i>Equus stissenbornensis</i> Wüst., <i>E. aff. simionescui</i> Rad. et Sams., <i>E. (?Allohippus)</i>)
Первый уровень – потребители травянистой растительности	Газели Гранта и Томсона (<i>Gazella granti</i> Brooke, <i>G. thomsoni</i> Gunth.)	Сайга (<i>Saiga borealis</i> Tschet.), дзюрен (<i>Procapra gutturosa</i> Pall.)	Сайга (<i>Saiga borealis</i> Tschet.)	Сайга (<i>Saiga borealis</i> Tschet.)	Сайга (<i>Saiga borealis</i> Tschet.)
	Толубой гну (<i>Connochaetes taurinus</i> Burch.), конгоны (<i>Alcelaphus buselaphus</i> Pall.), топи (<i>Damaliscus korrigum</i> Ogilby)	Кяхтинский винторог (<i>Spiriocerus kiakhensis</i> M. Pavl.), забайкальский бубал (<i>Parabubalis capricornis</i> V. Grom.)	–	Антилопа (<i>Pontoceros ambiguous</i> Verestch. et all.)	Антилопа (<i>Pontoceros ambiguous</i> Verestch. et all.)

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
	Африканский буйвол (<i>Syncerus caffer</i> Sprattm.), канна (<i>Taurotragus oryx</i> Pall.)	Бизон (<i>Bison priscus</i> Voj.), тур и байкальский як (<i>Bos primigenius</i> Voj., <i>B. baicalensis</i> N. Ver.), овцебык (<i>Ovibos pallantis</i> H. Smith)	Бизон (<i>Bison priscus</i> Voj.), тур (<i>Bos primigenius</i> Voj.)	Бизон (<i>Bison</i> cf. <i>schoenenski</i> Freud.), овцебык (<i>Præovibos</i>)	Бизон (<i>Bison tatanensis</i> Verestch.), <i>Tragelaphus</i> sp.
	Даманы (<i>Prosvnia serepensis</i> Pall., <i>Heterohyaux vlasei</i> Gray)	Пищухи (<i>Ochotona pusilla</i> Pall., <i>O. alpina</i> Pall.), заяц-беляк (<i>Lepus timidus</i> L.), грызуны открытых ландшафтов	Грызуны (<i>Arvicola</i> , <i>Microtus</i> , <i>Arodemus</i>)	Грызуны (<i>Mitomys pusillus</i> , <i>M. intermedius</i> , <i>Lagurus transiens</i> , <i>Microtus</i> , <i>Myospalax</i>)	Грызуны (<i>Hurolagus</i> sp., <i>Mitomys ploscaenicus</i> , <i>M. newtoni</i> , <i>Microtus hintoni</i> , <i>Villanyia fejevaryi</i> , <i>Prolagurus ramtonicus</i> , <i>Allorhatomys</i> sp.)
Не имеют аналогов	Плодоядные (приматы), бегемот (<i>Hippopotamus amphibius</i> L.), крупные насекомоядные (панголины, трубкозубы), жираф (<i>Giraffa camelopardalis</i> L.)	Северный олень (<i>Rangifer tarandus</i> L.), лемминги (<i>Dicrostonyx</i> , <i>Lemmus</i>), бобр (<i>Castor fiber</i> L.), бурый (<i>Ursus arctos</i> L.) и пещерные (<i>U. spelaeus</i> Rosenm. et Hein и <i>U. savini</i> Andrews) медведи, барсук (<i>Meles meles</i> L.)	Верблюд Кноблоха (<i>Camelus knoblochi</i> Nehr.), медведь Денингера (<i>Spelaeartcos cf. deningeri</i> Reich.)	Медведь Денингера (<i>Spelaeartcos deningeri</i> Reich.)	Верблюд (<i>Paracamelus kujalensis</i> Khomenko), кабан (<i>Sus tatanensis</i> Verestch.)

же экологических ниш таксонами с близкой экологической валентностью. На границе плейстоцена и голоцена произошло некомпенсированное вымирание и общее сокращение как таксономического, так и экологического разнообразия [3]. Необходимо отметить, что вымирание в целом затронуло специализированные формы, с «обедненным генофондом популяций и биоценозов» [2].

Так как несмотря на отмечаемую многими исследователями циклическую динамику природной среды в плейстоцене (температурные инверсии, динамика растительных ассоциаций и пр.), структура фауны млекопитающих была неизменной, то из выше сказанного следуют два возможных вывода:

1. Динамика абиотических факторов природной среды плейстоцена была не столь значительна, а потому и не оказывала должного влияния на экологическую структуру фауны.

2. Доминантные формы в течение плейстоцена сохраняли значительную экологическую пластичность и могли за счёт значительной толерантности к тем или иным факторам среды легко приспосабливаться к периодически меняющимся условиям обитания. Попробуем проанализировать оба вывода.

Динамика абиотических факторов в течение плейстоцена отражается (фиксируется) в первую очередь в типах фациально-генетических комплексов и видовых соотношениях в растительных ассоциациях спорово-пыльцевых спектров, соответствующим тем или иным климатическим инверсиям. Содержание осадочных комплексов отражает экзогенные процессы и через их преобладание физико-географические обстановки (озерно-аллювиальные или морено-флювиогляциальные комплексы). Преобладание песчано-гравийных или алевритопелитовых отложений во внеледниковой области (самой обширной для Западно-Сибирской равнины) отражает объем водного стока, но не показывает преобладающий тип атмосферных осадков и их распределение в течение года. Температурные инверсии (абсолютные значения и их распределение по сезонам) по осадочным комплексам также достоверно установить невозможно.

Насколько объективную информацию несут палинологические данные. Они отражают два основных параметра, тепло-холодно и сухо-влажно. Насколько динамичными были эти параметры, как распределялись осадки в течение года, в каком виде они выпадали, могли ли накапливаться большие массы снега (как в настоящее время), какова была продолжительность отдельных сезонов (особенно переходных демисезонных периодов) – на эти вопросы спорово-пыльцевые спектры ответить практически не могут. Достоверно они ответить не могут даже на типологию ландшафтов (соотношение площади лесов и степей), так как в подавляющем большинстве случаев они получены из разрезов сформированных в приречных пространствах, где происходит максимальное смешивание споры и пыльцы как по тафономическим, так и по

физико-географическим причинам (здесь всегда будет присутствовать древесная растительность). А перечисленные выше параметры, определяют образ жизни наземных животных, их поведенческую специализацию – стратегию пищевого поиска, необходимость миграций (их дальность и продолжительность), время рождения детенышей, время наиболее интенсивного падежа животных и пр.

Морфологический анализ доминантных видов в составе плейстоценовых комплексов (слонов, копытных, крупных хищных) показывает высокую степень их специализации к физико-географическим условиям в течение всего плейстоцена, всё более усиливавшуюся к концу позднего неоплейстоцена. Специализации у млекопитающих отражаются на морфологии функционально наиболее важных признаков – характере движения (морфологии конечностей) и характере приема пищи, особенно ее захвата и начальной переработки (морфологии жевательного аппарата). Не на одном из стратиграфических уровней не зафиксировано изменение экологической структуры фауны (см. таблицу), наоборот, подчёркивается их значительная пространственная однородность с очень незначительными местными вариациями, обусловленными, как правило, локальными рельефными особенностями, иногда формирующих рефугиумы с отдельными реликтовыми формами.

Таким образом, можно предположить, что возникновение специализации и, как следствие, обеднение генофондов происходило в результате существования относительно однородных физико-географических условий на обширных территориях и в общей направленности природных процессов в течение всего плейстоцена с отсутствием резких колебаний параметров основных абиотических факторов. Именно отсутствие резких колебаний факторов среды и их незначительность (в абсолютном выражении) позволяли сохранять однородной экологической структуре фауны млекопитающих в течение всего плейстоцена.

Анализ абиотических факторов природной среды позднего неоплейстоцена и голоцена позволяет предполагать, что ведущим лимитирующим фактором, приведшим к вымиранию доминантных (но очень специализированных в стратегии пищевого поиска) видов мамонтовой фауны, является уровень снегового покрова [3]. В результате, голоценовая (современная) фауна, по-прежнему оставаясь мамонтовой фауной, является очень обедненной в экологическом отношении, в ней отсутствуют целые «структурные этажи».

Литература

1. Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Экологическая структура мамонтовой фауны Евразии // Зоологический журнал. 1983. Т. 62, вып. 8. С. 1245–1251.
2. Рековец Л.И. Происхождение и вымирание форм – альтернатива в едином процессе эволюции (на примере эволюции биоценозов перигляциальной зоны) // Эво-

люция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума. Томск, 2010 (Настоящий сборник).

3. Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск: Раушмбх, 2003. 162 с.

4. Шпанский А.В. Особенности развития гиппарионовой фауны Павлодарского Прииртышья // Палеонтологические памятники природы – природное наследие: изучение, перспективы исследований и проблемы сохранения. Павлодар: Кереку, 2008. С. 130–136.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ГОЛОЦЕНА ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ

Г.Ю. Ямских

*Красноярский государственный педагогический университет им. В.П. Астафьева, г. Красноярск, Россия
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия*

При современных палинологических исследованиях обязательно учитывается распределение уродливых и деформированных пыльцевых зерен и спор в разрезах отложений, указывающих на неустойчивость палеоэкологической среды и проявление палеоэкологических катастроф. Г.М. Левковской установлено, что в эти периоды наблюдаются доминирование плохоразвитых и неопределяемых из-за плохого развития пыльцевых зерен; появление большого количества пыльцевых зерен с нетипичной морфологией и небольшого количества нормально развитых пыльцевых зерен.

О.Ф. Дзюба отмечает, что процессы литогенеза, приводящие к различного типа нарушениям пыльцы и спор не являются ведущими, а дестабилизация окружающей среды провоцирует стресс у растений, вызывая нарушения пыльцы и спор у современных растений до начала фоссилизации.

Причины, вызывающие деформацию спор и пыльцы, могут быть самые разнообразными: плохая устойчивость спородермы и палинодермы к условиям внешней среды, неблагоприятные условия фоссилизации, воздействие химических препаратов (при обработке палинологического материала). Часто, еще до начала процесса фоссилизации, рецентная пыльца обнаруживает признаки деформации. Такая пыльца, по мнению многих исследователей, характеризует неблагоприятную экологическую обстановку. При этом нужно учитывать, что под влиянием апомиксиса и при нарушении полового процесса могут появляться деформированные пыльца и споры в естественных, достаточно экологически благоприятных условиях. Рецентная пыльца высших растений обладает высокой чувствительностью к действию загрязнителей (рентгеновское и гамма-облучения, химические мутагены и т.д.). Вероятность проявления мутаций наиболее частая в гаплоидном состоянии.

Мутации, по мнению В.Н. Николаевской, могут выражаться такими генетическими характеристиками, как орнаментация, внутривидовая несовместимость,

состояние белков и крахмала, жизнеспособность и стерильность пыльцевых зерен.

В отличие от рецентной пыльцы, субфоссильная пыльца и споры, кроме влияния на них различных экологических факторов, испытывают еще и воздействие фоссилизации. Обобщая факторы захоронения пыльцы и спор, изученные многими исследователями [2 и др.], отметим, что особое внимание уделяется следующим:

1) скорость накопления осадка: при быстром захоронении фоссилируются даже весьма неустойчивые компоненты, происходит быстрая консервация пыльцы и спор, что обеспечивает их хорошую сохранность;

2) климатические условия: в сухом климате пыльца быстро высыхает, что не способствует успешной фоссилизации, т.к. высохшие пыльцевые зерна разлагаются в осадке быстрее, чем свежие. Отрицательно влияют на оболочки пыльцы и спор перемены условий увлажнения (подсушивание–увлажнение, промораживание–оттаивание);

3) количество органического вещества в осадке: значительная концентрация и неравномерное распределение органики в отложениях вызывает интенсивную миграцию элементов, поступление достаточного количества фоссилирующих веществ и, следовательно, способствует захоронению. Например, в торфяных отложениях сохранность пыльцы и спор зависит от пропитывания торфа известковыми растворами, при этом пыльцевые оболочки повреждаются или полностью разрушаются;

4) кислотность среды: кислая среда наиболее благоприятна для захоронения и сохранности пыльцы и спор. В целом необходимо отметить, что незначительное количество кислорода, минимальная бактериологическая активность, постоянный водный и температурный режим – наилучшие условия для сохранности пыльцы и спор при захоронении. Н.А. Березина и С.Н. Тюремнов [1] установили, что лучше сохраняются оболочки спор и пыльцы, имеющие устойчивую структуру: ребристую и столбчатую.

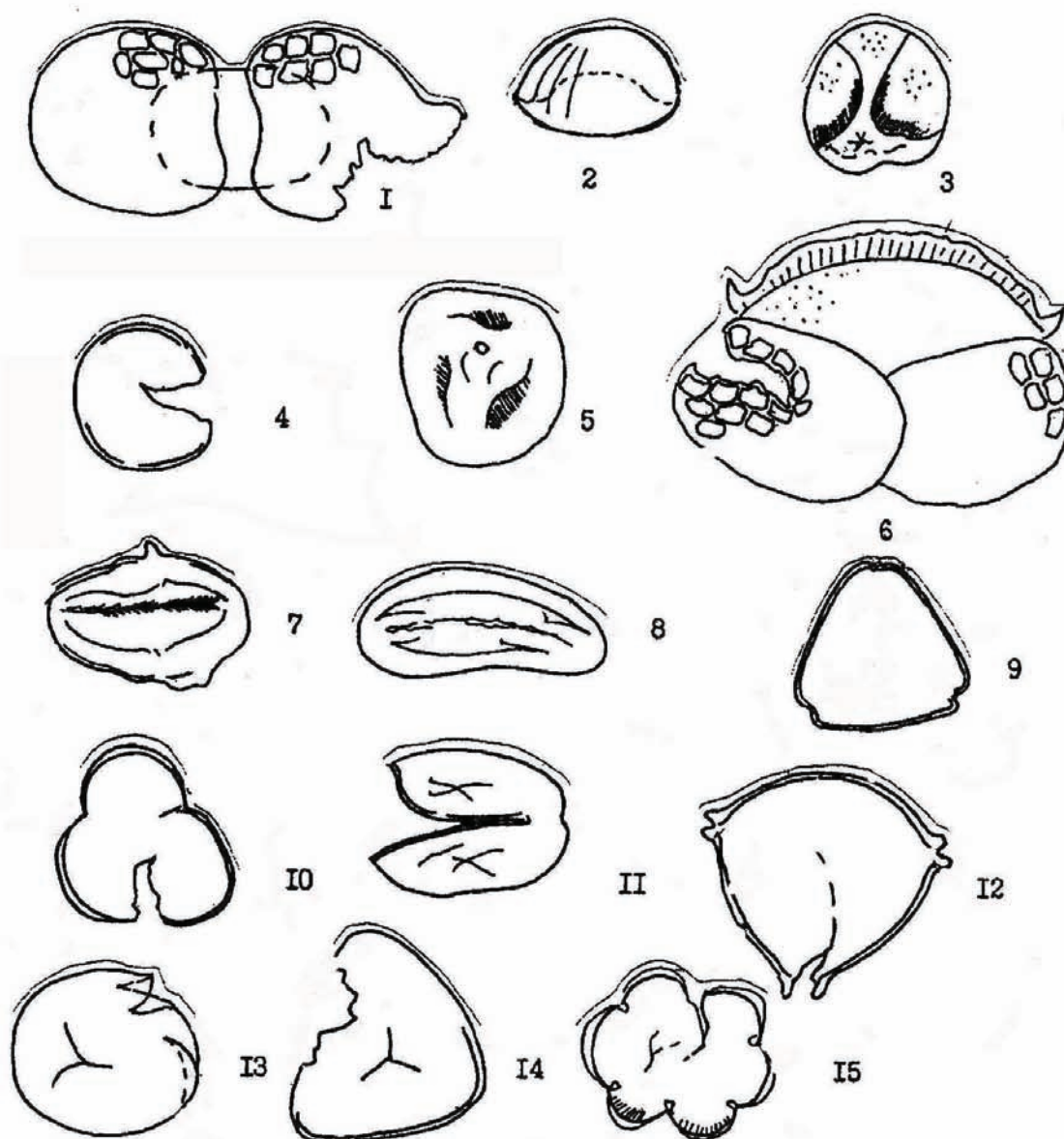


Рис. 1. Типичные нарушения внешней оболочки пыльцы (1–12, 15) и спор (13, 14):

1, 4, 6, 7, 9–15 – разрывы спородермы и палинодермы;
3, 5, 11, 15 – точечные и ветвящиеся повреждения экзины; 2, 5, 7, 8 – изменение формы и вмятины

Анализ палинологического материала, полученного из разногенетических типов отложений неоплейстоцена Приенисейской Сибири [4] позволил выделить три группы нарушений пыльцы и спор (см. рис. 1).

К первой группе отнесены пыльцевые зерна и споры, обнаруживающие одну или две формы нарушений (разрывы, точечные повреждения), такие пыльцевые зерна и споры встречаются во всех типах пород. Ко второй группе отнесены те споры и пыльцевые зерна, у которых форм разрушений больше (1–3), но отдельные элементы оболочки обнаруживают различное число повреждений. Например, воздушные

мешки менее устойчивы. Они часто отрываются и имеют разрывы, каверны, точечные и ветвящиеся повреждения. Пыльца и споры этой группы являются доминантами и субдоминантами. Они сохраняются во всех типах отложений. К третьей группе относятся пыльца и споры, на которых обнаружено до четырех повреждений. Среди пыльцы древесных деформация часто наблюдается у *Pinus sylvestris*, *Abies sibirica*. Пыльца *Larix sibirica*, *Salix*, *Populus* практически постоянно находится в деформированном состоянии либо вообще не обнаруживается в пробах.

Плохо сохраняются или полностью разрушаются и пыльцевые зерна черемухи, боярышника, а также

ряда травянистых форм. Среди спор повреждения встречаются реже, поскольку их оболочка – спородерма более прочная, чем палинодерма.

Наибольший процент нарушенной пыльцы в голоценовых отложениях торфяников и аллювиальных отложений Приенисейской Сибири приходится на пограничные горизонты AT/SB и SA1/SA2.

Литература

1. Березина Н.А., Тюремнов С.Н. Сохранность и разрушение пыльцы – важный фактор формирования спорово-пыльцевого спектра // Методические вопросы палинологии / Под ред. А.М. Медведевой. М., 1973.
2. Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 270 с.
3. Ямских Г.Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во Краснояр. гос. ун-та, 1995. 180 с.
4. Ямских Г.Ю. Сохранность пыльцы и спор растений как один из критериев реконструкции палеоэкологических условий голоцена Приенисейской Сибири // Материалы VI регион. науч.-практ. и метод. конф. «Производительные силы Красноярского края в современных социально-экономических условиях». Красноярск: Краев. отдел РГО РАН и КГПУ, 1999. С. 37–38.

СЕКЦИЯ 10. РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ ПО ЭКСПОНАТАМ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ МУЗЕЕВ И КОМПЛЕКСНЫХ ПРИРОДООХРАННЫХ ЗАПОВЕДНИКОВ

ИМЕНА ГЕОЛОГОВ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ КОМИ НАУЧНОГО ЦЕНТРА УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН В НАЗВАНИЯХ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Л. Р. Жданова

Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Профессия геолог для мужественных и решительных людей. Поэтому неудивительно, что именами людей этой профессии называются горные вершины, перевалы и пещеры и т.д. Тщательным сбором информации о природных и рукотворных объектах, названных именами русских и советских геологов занимались геологи Л.В. Громов и С.А. Данильянц. Результатом их труда стало издание «Названное именем геолога». В этой работе также можно увидеть увековеченные в названиях разных объектов имена сотрудников Института геологии УрО РАН. В то же время в ней отсутствуют фамилии многих ученых-геологов, сотрудников института, в честь которых названо множество палеонтологических объектов или в имеющихся именах эти объекты в разделе «ископаемая фауна» не расшифрованы. Материалы фонда геологического музея им. А.А. Чернова позволяют устранить эту несправедливость.

В настоящее время в музее хранятся более 350 палеонтологических образцов, впервые описанных сотрудниками Института геологии. Среди них имеются голотипы фауны и флоры, названные именами геологов. В результате исследований выяснилось, что в фондах музея находятся более тридцати образцов, названных в честь сотрудников Института геологии КНЦ УрО РАН и других ученых России (см. табл.).

Возглавляет этот список Александр Александрович Чернов – выдающийся русский и советский геолог, палеонтолог, основоположник геологических исследований в Коми крае. Его именем названы горная гряда, улицы многих городов республики Коми, а также минерал и палеонтологические остатки, открытые сотрудниками Института геологии КНЦ [1]. Среди последних две новые формы *Conhostraca*. Голотип вида *Pseudestheria tshernovi* Molin, обнаруженного в бызовской свите, описан В.А. Молиным в работе «Комплексы двустворчатых листоногих из бызовской и переборской свит». Другой новый вид нижнетриасовых конхострак *Polygrapta alexandritshernovi* Molin происходит

с р. Печора [2]. В честь А.А. Чернова названы три новых вида фузулинид из каменноугольных и пермских отложений Европейского Севера [3]. Именем своего учителя А.И. Першина назвала новый вид брахиопод *Eodevonaria tshernowi* Perschina, найденного на западном склоне Северного Урала [4].

Именем В.А. Варсанофьевой, геолога, геоморфолога, популяризатора геологической науки, названы ледники и горы, а также пять хранящихся в фондах музея древних организмов [5]. Это один из видов листоногих ракообразных *Sphaerestheria varsanofievae* Molin, два вида раннекаменноугольных брахиопод Печорского Урала *Podtsheremia varsanofievae* Kalashnikov и *Gigantoproductus (?) varsanofievae* Kalashnikov. Последний из этих видов позже был переопределен Н.В. Калашниковым и отнесен к роду *Latiproductus varsanofievae* (Kalashnikov), 1968 [6]. В этот список входит новый вид фораминифер из каменноугольных отложений европейского севера *Triticitespetschoricus varsanofievae* Mikhailova и остаток папортника *Pecopteris varsanofievae* Fefilova из пермских отложений севера Предуральяского прогиба.

Один из видов слоевищных мхов Л.А. Фефиловой назван в честь Владимира Афанасьевича Молина – *Nepaticites molinii* Fefilova, а остатки филладермы *Phylladoderma chalyshvii* Fefilova et Smoller названы в честь В.И. Чалышева. Эти образцы хранятся во ВНИГРИ [8].

Именем А.И. Першиной, геолога, одного из первопроходцев в области детальной стратиграфии палеозойских отложений западного склона Урала, названы три палеонтологических объекта. Из коллекций, собранных из девонских отложений Приполярного Урала (бассейн р. Кожим), В.С. Цыганко установлен новый род и вид ругоз *Spasskyella pershinae* Tsyganko. Род назван в честь профессора Николая Ярославовича Спасского, известного специалиста по палеозойским кораллам, вид – в честь А.И. Першиной [9]. В 1996 г. проводилось детальное палеонтологическое опробование разреза «Большая Надота» на Приполярном

Урале на конодонты и на макрофауну. При обработке собранных палеонтологических остатков был выявлен новый вид строматопорат *Stromatopora antonidi* Bogoyavlenskaya, названный также в честь А.И. Першиной [10]. В 1992 г. осуществлен детальный отбор остатков кишечнополостных из разреза девона по р. Воль. В результате был описан еще один новый вид строматопорат *Trupetostroma pershini* Bogoyavlenskaya [11].

Имя В.И. Чалышева, стратиграфа и литолога, увековечено в названиях двух палеонтологических объектов. Первый из них принадлежит к ракообразным *Loxomegaglypta tschalyschevi* Molin, второй – к растениям *Phylladoderma chalyshewii* Fefilova (хранится в музее ВНИГРИ) [8].

Имена сотрудников нашего института, геологов Александра Ивановича Елисеева и Геннадия Пантелеймоновича Канева также увековечены в названиях древних организмов. В честь А.И. Елисеева названы новый вид фузулинид *Pseudofusulina eliseevi* Z. Mikhailova и брахиопод *Semiplanus eliseevi* Kalashnikov. В работе «Брахиоподы перми Европейского Севера России» приводится описание нового вида брахиопод, названного Н.В. Калашниковым в честь своего соратника и коллеги Г.П. Канева – *Strophalosia kaneviensis* Kalashnikov.

В силурийских отложениях Тимано-Печорской провинции А.И. Антошкиной собрана коллекция брахиопод. Изучавшая эту коллекцию Т.М. Безносова обнаружила ранее неизвестных в этих отложениях представителей рода *Eoreticularia*. В честь автора этой коллекции, А.И. Антошкиной, ею назван новый вид *Eoreticularia annae* T. Besnossova [12].

В монографической коллекции Г.П. Канева хранится новый вид двустворчатого моллюска *Pseudobakewellia kolodae* Kanev, названный в честь Нины Александровны Колоды, специалиста в области палинологии.

Именем Пучкова Виктора Николаевича, бывшего сотрудника нашего института, ныне директора Института геологии Уфимского научного центра РАН, члена-корреспондента РАН назван новый вид конодонта *Tanaisognathus puchkovi* Judina.

В фондах музея также хранятся палеонтологические объекты, названные сотрудниками Института геологии в честь ученых России и мира (табл.). Коллеги, соратники, благодарные ученики назвали новые виды ископаемой фауны и флоры в честь ученых: В.И. Устрицкого, К.К. Волосовича, Р.Н. Аскарова, К.Г. Войновского-Кригера, В.В. Меннера, Д.В. Наливкина, Ф.Д. Чернышева, Н.Р. Мейер-Меликян.

В заключении хочется привести слова академика В.И. Смирнова [1]: «Как подвиги, так и скромная деятельность геологов оставили след в памяти народной. Их преданность своему делу должна служить примером для новых поколений исследователей, призывая к новым свершениям на благо Родины».

Палеонтологические объекты, названные именами ученых-геологов

Название объекта	№ колл.	Возраст	Местонахождение
В честь ученых России и мира			
<i>Pinnularia vollosoviczi</i> Loss	185/413	Верхний плиоцен	Омарский Починок
<i>Pseudosyringotheris ustritskyi</i> Kalashnikov	271/61	P ₂ , соколовская свита	о-в Междушарский, обн. 305
<i>Opokiella tschernyschevi</i> Plotnikov	299/6	P ₂ , татарский ярус	р. Стрельна
<i>Densosporites meryeriae</i> Telnova	122/1	D ₃ , тиманская свита	Южный Тиман
<i>Spasskyella pershinae</i> Tsyganko	611/1	D ₂ , живетский ярус	р. Сывью
<i>Eletsia vojnovskyi</i> Tsyganko	610/1	D ₁ , эмский ярус	Пол. Урал, р. Елец
В честь сотрудников Института геологии			
<i>Nuratamella askarovi</i> Kalashnikov	248/1	C ₂ , чормагызская свита	Ср. Азия, хр. Сев. Нурагаты
<i>Nalivkina costulata</i> T. Beznoсова	40/43	S ₁ , ландоверийский ярус	гр. Чернышева, р. Харута
<i>Becscia menneri</i> (T. Beznoсова)	183/108	S ₁ , ландоверийский ярус	гр. Чернышева, р. М. Адак
<i>Polygrapta alexandritshernovi</i> Molin [2]	26/16	T ₁ , переборская свита	р. Печора, скв. КИП-1
<i>Pseudestheria tschernovi</i> Molin	1/4	P ₂ , бызовская свита	р. М. Аранец
<i>Lasiotrypa tschernovi</i> Z. Mikhailova [3]	205/4	P ₁ , тастубский горизонт	р. Утлан. Верхняя Печора
<i>Eodevonaria tchernovi</i> Perschina[4]	111/30	D ₂ , сухологская свита	р. Печора, лог Иорданского
<i>Daixina tschernovi forma regularis</i> Z. Mikhailov[3]	201/12	C ₃	гр. Чернышева, р. Заостренная
<i>Daixina tschernovi</i> Z. Mikhailova [3]	201/10	C ₃	гр. Чернышева, р. Заостренная
<i>Sphaerestheria varsanofievae</i> Molin	1/44a	P ₂ , бызовская свита	р. М. Аранец, обн. 151
<i>Pecopteris varsanofievae</i> Fefilova	301/47	P ₂ , казанский ярус	р. Печора, обн. 26
<i>Triticite spetschoricus varsanofievae</i> Z. Mikhailova	202/68	C ₃ , касимовский ярус	р. Б. Паток
<i>Podtsheremia varsanofievae</i> Kalashnikov	253/18	C ₁ , визе	р. Подчерем
<i>Gigantoproductus varsanofievae</i> Kalashnikov	253/443	C ₁ , намюрский ярус	р. Подчерем, обн. 70
<i>Trupetostroma pershini</i> Bogoyavlenskaya	87/7	D ₃ , франский ярус	р. Воль, обн. 6
<i>Stromatopora antonidi</i> Bogoyavlenskaya	83/1	D ₂ , живетский ярус	р. Бол. Надота, обн. 86
<i>Spasskyella pershinae</i> Tsyganko	611/1	D ₂ , живетский ярус	р. Сывью
<i>Loxomegaglypta tschalyschevi</i> Molin	8/5	T ₁ , переборская свита	р. Лыжа (лев. пр. р. Печоры)
<i>Strophalosia kaneviensis</i> Kalashnikov	279/74	P, сакмарский ярус	р. Подчерем
<i>Nepaticites molinii</i> Fefilova	315/476	P	Печорский бассейн р. Янгарей
<i>Pseudobakewellia kolodae</i> Kanev	366/10	P ₁ , кожимская свита	р. Кожим, обн. 5
<i>Pseudofusulina eliseevi</i> Z. Mikhailova	201/16	C ₃	гр. Чернышева р. Заостренная
<i>Schuchertella mikhailovensis</i> Kalashnikov	253/400	C ₁ , михайловский горизонт	р. Подчерем, обн. 57
<i>Semiplanus eliseevi</i> Kalashnikov	258/21	C ₁ , визе	р. Косю, обн. 48, обр. 454
<i>Eoreticularia annae</i> T. Besnossova	183/27	S ₂ , лудловский ярус	р. Падимейты-вис

Литература

1. Громов Л.В., Данильянц С.А. Названное именем геолога. М.: Недра, 1982. 112 с.
2. Молин В.А. Новые нижнетриасовые листоногие ракообразные Печоры и Мезени // Стратиграфия и палеонтология северо-востока европейской части СССР. М.; Л.: Наука, 1966. С. 62–73.
3. Михайлова З.П. Стратиграфия и фузулиниды асельского яруса гряды Чернышева // Стратиграфия и палеонтология северо-востока европейской части СССР. М.; Л.: Наука, 1966. С. 5–28.
4. Першина А.И. Новая хонетида из среднего девона Северного Урала // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Наука, 1977. Вып. 4. С. 119–120.
5. Варсанофьева В.А. Сыктывкар: Коми научный центр Уральского отделения АН СССР, 1990. С. 3–4.
6. Калашиников Н.В. Раннекаменноугольные брахиоподы Печорского Урала. Л.: Наука, 1973. С. 115.
7. Фишман М.В. Люди науки. Научные сотрудники Института геологии Коми научного центра УрО РАН. 1997. С. 262.
8. Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна / Коллектив авторов. Л.: Наука. С. 55.
9. Цыганко В.С. *Spasskyella* – новый род девонских ругоз // Ежегодник – 1976. Сыктывкар, 1977. С. 40.
10. Богоявленская О.В., Цыганко В.С. Девонские строматопораты из разреза «Большая Надота» (Приполярный Урал) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 2000. № 4. С. 19–23.
11. Цыганко В.С., Богоявленская О.В., Лукин В.Ю. Кишечнополостные из отложений девона Очпарминского вала (Южный Тиман, р. Воль) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. Сыктывкар, 1997. № 2. С. 30–48. (Тр. Ин-та геологии КНЦ; вып. 91.)
12. Безносова Т.М. Верхнесилурийские *Eoreticularia* поднятий Чернова и Чернышева // Тр. ИГ. 1983. Вып. 43. С. 3–8.

ОПЫТ СОЗДАНИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ВЫСТАВОК В ОМСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ ИСТОРИКО-КРАЕВЕДЧЕСКОМ МУЗЕЕ

В.Г. Заулицкая

БУК «ОГИК музей», г. Омск, Россия

В 2008 г. Омскому историко-краеведческому музею исполнилось 130 лет. Палеонтологическая коллекция музея начала формироваться одной из первых за счет экспедиционных находок Западно-Сибирского отдела Императорского Русского географического общества. Часть из них позже И.Я. Словцов перевез в Тюменский краеведческий музей. В разные годы комплектованием и изучением этой коллекции занимались П.Л. Драверт, А.Ф. Палашенков, Ю.Ф. Юдичев. Сейчас она насчитывает более 2 000 экспонатов.

Собрание беспозвоночных животных включает моллюски (*Bivalvia* и *Gastropoda*), собранные в Омской области, палеозойские окаменелости из Восточного Казахстана, переданные музею любителем-собирателем Э.И. Корти, и единичные окаменелости из различных местонахождений России и зарубежья. В частности, коллекция Э.И. Корти состоит из разнообразных брахиопод, а также некоторых представителей *Anthozoa*, *Bryozoa*, *Vermes*, *Trilobita*, *Balanus*, *Diploporida*, *Cri-noidea*, *Amphineura*, *Bivalvia*, *Arthropoda*: *Ammonites*, *Belemnites*. В музее хранится обширная коллекция палеоцефальных рыб, представленная отпечатками и костными остатками, собранная в 1930-е гг. П.Л. Дравертом в Горьковском р-не Омской области.

На территории Омской области на поверхность выходят отложения четвертичного и очень редко неогенового периодов. Потому значительную часть палеонтологической коллекции составляют остатки млекопитающих плейстоцена. Они

представлены 21 видом, из которых большая часть принадлежит животным из подотряда жвачных (*Artiodactyla*). Среди них *Bison priscus* Bojanus, *Bos primigenius* Bojanus, *B. taurus* L., *Megaloceros giganteus* Blumenbach, *Cervus elaphus* L., *Alces* sp., *Rangifer tarandus* L., *Saiga tatarica* L., *Ovis ammon* L., *Camelus bactrianus* L. (два последних вида представлены единичными находками голоцена). В коллекции имеются несколько моляров *Sus scrofa* L. Большую часть палеоостеологического собрания представляют остатки *Equus* sp. На 2-м месте по количеству экспонатов ископаемые хоботные, представленные разнообразным костным материалом и смонтированным скелетом *Mammuthus primigenius* Blumenbach. Основу скелета составляют кости, найденные М.С. Каргаполовым в 1924 г. на р. Оша в Знаменском р-не. В коллекции имеется по одному зубу *Paleoloxodon antiquus* Falconer et Cautley и *Archidiskodon meridionalis* Gromova. Многочисленны остатки *Coleodonta antiquitatus* Blumenbach, среди которых 5 черепов. Остатки хищных единичны.

Это несколько фрагментов челюстей и кости посткраниального скелета *Ursus* sp., челюсти *Canis lupus* L., фрагмент черепа *Panthera spelaea* Goldfuss и череп *Meles meles* L. Все перечисленные виды обнаружены на территории Омской области. В 2009 г. в музей поступил позвонок животного из отряда *Cetacea*, обнаруженный в Обской губе в окрестностях пос. Ямбург. Этот экспонат является един-

ственным представителем нехарактерной для нашего региона фауны млекопитающих.

Палеонтологический раздел экспозиции «Мир природы в мире людей», открытый в 2006 г., занимает часть одного из трех залов природы. Экспозиция позволяет на популярном уровне раскрыть историю развития биосферы для различных возрастных групп с разным уровнем подготовки. Средний возраст посетителей палеонтологической экскурсии – 7–10 лет; ученики начальной школы составляют 63% слушателей.

На основе палеонтологической экспозиции проводятся 2 экскурсии: «Путешествие в страну мамонтов» и «По следам динозавров и мамонтов», которые пользуются большой популярностью среди школ г. Омска. Тема развития биосферы рассматривается с использованием стендов, где представлена геохронологическая шкала с обобщающей характеристикой периодов, минидиорам с реконструкциями палеоэкосистем основных этапов развития жизни на Земле и окаменелостей. Более углубленно освещается четвертичный период посредством иллюстрированных планшетов, костных остатков мамонтовой фауны 12 видов, двух масштабных диорам с изображениями ландшафтов и органического мира плейстоцена.

Первая палеонтологическая выставка в ОГИК музея «Ледниковый период» проходила в октябре-ноябре 2009 г. На ней были представлены остатки мамонтовой фауны, привезенные из экспедиций по Омской области, в том числе подаренные жителями города и области, а также фоссилии из частных коллекций, любезно предоставленные владельцами для экспонирования. Целью выставки являлось ознакомить посетителя с древней фауной Омской области. Посетителям были предоставлены возможности проследить путь экспоната от момента его извлечения до попадания в музейные витрины, попробовать себя в роли палеонтолога, сравнить фауну плейстоцена с современной и проверить свои знания в этой области.

Выставка расположилась в цокольном этаже музея, где на небольшой площади были размещены 222 экспоната, многие из которых выставлялись впервые. Информация о четвертичном периоде была разделена на части в соответствии с основными представителями фауны того времени. Отдельно представлены части о роли животных в жизни человека и о значении музея в деле изучения ископаемой фауны Омской области.

Знакомство посетителей с этой выставкой началось с главного персонажа – мамонта. Руководством Филиала по Омской области ФГУ «ТФИ по Сибирскому федеральному округу» в 2009 г. были переданы музею остатки скелета мамонта Федора. Этот материал собран в 2001 г. экспедицией, в составе которой были работники ТФИ, кандидаты геолого-минералогических наук А.В. Гнеушев и И.А. Вяткин, а также доцент геолого-географического фа-

культета ТГУ С.В. Лещинский. После восьмилетнего хранения в ненадлежащих условиях некоторые кости были разрушены или утрачены. В итоге только 50 фрагментов скелета мамонта с местонахождения Кулачье пополнили фонды музея. На выставке были представлены наиболее аттрактивные и информативные кости этого скелета. Так, по размерам бедренной кости исследователям [2] удалось вычислить высоту особи (370–380 см), которая оказалась выше верхнего предела ее изменчивости у вида [1]. Здесь демонстрировались найденные в анатомическом порядке позвонки и мелкие кости конечности мамонта, самый крупный бивень из коллекции музея, зубы мамонта различных возрастных смен (Pd_3-M_3), по которым можно проследить особенности онтогенеза древних слонов. Желаящим разрешалось коснуться бивня, а также многих других экспонатов, не защищенных витринами.

Часть выставки, посвященная шерстистому носорогу, была представлена черепами самца и самки, нижней челюстью, реконструированной из костей разных особей передней конечностью и плечевой костью эмбриона. Этот блок демонстрировал методы изучения палеофауны, в том числе определение половых и возрастных особенностей вымерших животных, и реставрационные работы.

Бизонов представляли 3 черепа видов этого рода, найденные на территории Омской области: *B. priscus* Vojanus, *B. aff. gigas* Flerov и *B. mediator* Hilzheimer. Также демонстрировались расположенные рядом черепа тура и коровы.

Для демонстрации связи прошлого и настоящего времени в антропогене создана диорама «Животные, пережившие мамонта». В ней представлены виды, появившиеся в плейстоцене и обитающие в Омской области по сей день. Это таксидермические скульптуры белых куропаток, лисы и россомахи, занесенных в настоящее время в Красную книгу Омской области. Эта часть призвана привлечь внимание к роли человека в современных биосферных процессах.

Витрина, в которой были представлены ископаемые хищные животные Омской области, была одной из самых популярных среди экскурсантов. Здесь посетителю также предоставлялась возможность сравнения современной фауны с вымершей. Кроме немногочисленных музейных экспонатов, представленных фрагментами краниоскелетов *M. meles*, *V. vulpes*, *Canis* sp. (коллекция хищных по большей части находится в витринах постоянной экспозиции залов природы), на выставке были представлены фоссилии из частных коллекций омичей. Это хорошей сохранности череп плейстоценового *Ursus arctos* L., обнаруженный доцентом кафедры зоологии ОГПУ Б.Ю. Кассалом в Муромцевском районе в 2007 г. и предоставленный для выставки. Также это экспонаты из личной коллекции аспиранта кафедры зоологии ОГПУ А.А. Бондарева – челюсть *Ursus savini* Andrews, зубы *Ursus* sp.

и *C. lupus*, кости конечностей и фрагмент черепа *Panthera spelaea* Goldfuss.

О связях между человеком и животными мамонтовой фауны повествовал раздел «Древние животные в искусстве и быту». Здесь были размещены экспонаты из археологической коллекции музея – бытовые изделия древнего человека из кости (нож, ложка, проколки, иглы), фрагменты украшений и наконечники стрел. Кроме того, демонстрировалось использование костей и бивней мамонта и шерстистого носорога современными мастерами-костережами на примере декоративных панно и скульптур.

Коллекция музея ежегодно пополняется интереснейшими экспонатами, обнаруженными местным населением. Поэтому данной теме была посвящена отдельная витрина. Фотографии, информация об истории находки и сдатчике на этикетках, по нашим представлениям, стимулировала посетителей на сотрудничество с музеем.

За последние 4 года палеонтологическое собрание музея значительно увеличилось за счет экспедиций сотрудников отдела природы в пределах области. Этой части работы музея посвящена еще одна витрина, где были представлены экспонаты, не попавшие в другие комплексы. Среди них череп *Saiga tatarica* L., привезенный в 2009 г. из Усть-Ишимского района, а также атлант *Camelus bactrianus* L., найденный в 2008 г. в Тарском районе [3].

Оформление выставки направлено на формирование у посетителей умения «видеть, слышать и читать» экспозицию, на развитие ее информационного и эмоционального восприятия. Для повышения коммуникативности экспозиции нами были использованы следующие приемы: этикетаж с пояснительной информацией научного характера, задействование изображений сцен охоты древних людей (выполнено омским художником Г.П. Кичигиным) и информационных планшетов с реконструкцией внешнего облика животных и ландшафтов плейстоцена.

Интерактивный раздел включал в себя несколько комплексов, ориентированных на различные возрастные группы, для проверки знаний, полученных в ходе

экскурсии или самостоятельного осмотра выставки. Младшие посетители выбирали расположенные на магнитной доске рога и подставляли к их ископаемым обладателям. Тем, кто постарше, предлагалось опознать плечевые кости разных животных (мамонта, бизона, лошади, медведя, мамонтенка), выложенные на подиуме. В центре выставки находился импровизированный раскоп, в котором посетитель мог отыскать фрагмент кости мамонта, шерстистого носорога или бизона и забрать его с собой, что и делали большинство из них. Некоторые костные фрагменты можно было идентифицировать, и любознательные посетители после экскурсии пытались это осуществить.

В первые две недели работы выставки её посетили 15 экскурсионных групп, а за все время существования (1,5 месяца) – 1 900 человек. Сейчас эта выставка действует как передвижная. Планшетный материал путешествует по областным музеям, где он дополняется палеонтологическими экспонатами, которые есть практически в каждом районном музее.

Как гласит народная мудрость, «что посеешь – то и пожнешь». Будем ждать всходов, которые, возможно, увеличат число исследователей палеонтологии Омской области.

Литература

1. *Гарутт В.Е.* Происхождение и систематика семейства слоновых Elephantidae Gray, 1821 со специальным обзором состава трибы Mammuthini Brooks, 1828 / В.Е. Гарутт, А.Н. Тихонов // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: Геос, 2001. С. 47–70.
2. *Лецинский С.В.* Местонахождение Кулачье (Западная Сибирь) – новое скопление in situ остатков млекопитающих мамонтового комплекса / С.В. Лецинский, И.А. Вяткин, В.В. Туманцев, А.В. Гнеушев // Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск, 2001. С. 496–500.
3. *Матвеев А.В.* Опыт локализации участка Иртышского средневекового меридионального пути // Средневековая археология евразийских степей: Материалы Учредительного съезда Международного конгресса. Казань, 2007. Т. 1. С. 96–103.

ПИКЕРМИЙСКАЯ ФАУНА ЮГА УКРАИНЫ (Из истории первых исследований в палеонтологическом музее Одесского национального университета)

О.П. Кравчук¹, А.О. Кравчук²

¹Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, г. Одесса, Украина

²Палеонтологический музей ОНУ, г. Одесса, Украина

В южных регионах нашей страны находки фауны позвоночных в третичных отложениях долгое время оставались большой редкостью. Тем не менее, сообщения об обнаружении костных остатков

упоминались в ряде трудов (Нордмана, Эйхвальда, Барбот-де-Марни и Зюсса, Павловой, Соколова, Синцова, Венюкова), публиковавшихся во второй половине XIX в.

Начало XX столетия ознаменовало новый этап изучения поздне третичных наземных позвоночных. История открытий последовательно изложена Владимиром Дмитриевичем Ласкаревым, выдающимся исследователем в области геологии и палеонтологии, профессором Новороссийского Императорского (ныне Одесского национального) университета, в «Заметках об ископаемых верхнетретичных фаунах позвоночных южной России» [4], над которыми он трудился с августа 1905 г.

Первой обстоятельной работой со списком млекопитающих, характерных для отдельных горизонтов верхнетретичных отложений, была статья И.Ф. Синцова «*Geologische und Palaeontologische Beobachtungen in Südrussland*», опубликованная в «Ученых записках Императорского Новороссийского университета» в 1900 г. [6]. В этой статье Синцов впервые указывал на существование фауны Пикерми в верхнесарматских отложениях Новороссии.

Напомним, что одно из наиболее знаменитых и богатых скоплений ископаемых остатков третичных позвоночных находится в Греции, у дер. Пикерми между Афинами и Марафоном. Особенно успешными были раскопки в этой местности, производившиеся Альбертом Годри. Одну из своих крупных работ «Ископаемые животные и геология Аттики» (1862–1867 гг.) он посвятил описанию открытым им в Пикерми остаткам поздне третичных млекопитающих, получивших название пикермийской фауны (или фауны гиппариона).

Основанием для утверждений о существовании фауны Пикерми в верхнесарматских отложениях Новороссии были находки элементов пикермийской фауны в м. Гроссулово Тираспольского уезда. По замечанию Ласкарева, *несмотря на сжатость изложения, на конспективный характер, работа проф. И.Ф. Синцова навсегда останется основным трудом, подводящим итог нашим знаниям того времени по части морских и наземных верхнетретичных фаун этой области.*

Поздней осенью 1902 г. Ласкарев «вместе с другими лицами» был приглашен бессарабским земством для осмотра рудоносных прослоев в плиоценовых отложениях окрестностей с. Тараклии Бендерского уезда (с. Батыр, Троицкое и др.). В самом с. Тараклии, в оврагах возле земского ремесленного училища заведующий этого заведения К.А. Трофимовский обратил внимание гостей на залежь костей в зеленовато-сером мергельном песке. Ископаемые остатки были представлены зубами и обломками челюстей гиппариона и обломками рогов газелей. Об удивительной находке появилась заметка в «Одесских новостях» [3].

На 1906–1910 гг. приходится наиболее успешный период обнаружения новых местонахождений верхнетретичных наземных позвоночных. Были найдены богатейшие костеносные залежи в с. Гребенники

и м. Новая Елизаветовка (близ с. Петроверовка) Тираспольского уезда, в с. Тудорово и Чобручи Аккерманского уезда, в с. Кальфе Бендерского уезда и на правом берегу Куяльницкого лимана у Одессы. Стало известно еще не менее двух десятков небольших, но «выдающихся по ценности» местонахождений. Интересные находки были обнаружены у полотна железной дороги в тальвеге Колкотовой балки в г. Тирасполе, в д. Савицкое, Трудомировка, Некорицево, Войничево по р. Кучургану в Тираспольском уезде, в с. Фырладяны Бендерского уезда.

Раскопки в с. Гребенники, по утверждению В.Д. Ласкарева, стали первой школой для развития успешных исследований в других местах. Ранней весной 1908 г. Гребенники посетили проф. М.В. и А.П. Павловы, с которыми В.Д. Ласкарева связывали многолетние дружба и сотрудничество. Мария Васильевна Павлова была известным специалистом по систематике и распространению ископаемых млекопитающих, многие из ее работ посвящены парнокопытным. Вместе с мужем, Алексеем Петровичем Павловым, основателем московской научной школы, автором классических работ по стратиграфии, палеонтологии, четвертичной геологии, геоморфологии и исторической геологии, она создавала в Московском университете Геологический музей, уделяя особое внимание организации палеонтологического отдела.

Образцовая разработка местонахождения в Гребенниках произвела сильное впечатление не только на семью Павловых. Как выяснилось, опыт Ласкарева в организации раскопок нашел последователей.

Особый интерес к необычному размаху палеонтологических исследований в Одессе проявил Алексей Алексеевич Борисьяк, возглавлявший созданную им палеонтологическую службу в Геологическом комитете, которая просуществовала до 1932 г.

Летом 1908 г. была обнаружена великолепная залежь костей млекопитающих в среднесарматских отложениях Севастополя, которая оказалась древнее ранее известных местонахождений. А.А. Борисьяк, описавший эту залежь, сразу же обратился к В.Д. Ласкареву с письмом о необходимости разработки специальной программы изучения пикермийской фауны на юге России и выявления генетического отношения севастопольской фауны и более молодой мэотической фауны Херсонской губернии. Для обоснования этих предположений необходимо было развернуть исследования в разных районах края. В частности, планировалось основательно изучить Тараклийскую фауну.

В.Д. Ласкарев уделял большое внимание подготовке специалистов по различным направлениям палеонтологических и стратиграфических исследований. Молодое окружение Ласкарева отдавало предпочтение не праздным домашним посиделкам,

весьма популярным в те годы, а полезным и увлекательным занятием в стенах Палеонтологического музея Новороссийского университета. В группе энтузиастов были наиболее заметны успехи таких видных в будущем исследователей, как А.К. Алексеев, А.Н. Криштофович, И.П. Хоменко, В.И. Крокос, К.К. Пржемыский, Е.А. Гапонов. Обучение под началом В.Д. Ласкарева способствовало сплочению и быстрому становлению молодежи [3].

В 1908 г. В.Д. Ласкарев поручил А.К. Алексееву заняться Ново-Елизаветовским местонахождением, обнаруженным А.Ф. Осьмиховским. Деревня Новая Елизаветовка была расположена в долине р. Большой Куяльник, в 80 верстах к северу от Одессы. Раскопки проводились в довольно трудных условиях, но уже первые результаты оказались впечатляющими. Особенно интересны были материалы по истории оленей и жирафа на юге Украины.

В 1909 г. раскопки продолжились в более широких масштабах. В 1911–1915 гг. А.К. Алексеев занимался изучением своих находок и опубликовал подробное описание фауны Новой Елизаветовки [1].

Сегодня в Палеонтологическом музее ОНУ хранится монографическая коллекция А.К. Алексеева «Фауна позвоночных с Ново-Елизаветовка».

Азартискателей пикермийской фауны растревожил и студенческие сердца. В 1909 г. студент-естественник К.А. Пржемыский доставил в Геологический кабинет Новороссийского университета зубы газели, гиппариона и других пикермийских представителей, которые были обнаружены в обрывах правого берега Куяльницкого лимана [5]. Место раскопок располагалось почти у границ Одесского уезда и градоначальства, на землях, принадлежавших Сухомлинову, у дер. Августовки и Московки, в полутора верстах к северу от лечебного заведения доктора Яхимовича.

Условия залегания богатой «костяной линзы» были не совсем ясны. Много данных свидетельствовало о том, что она приурочена к мэотическим слоям, в которых (у дачи доктора Амброжевича) были найдены раковины *Unio flabellatus*.

Близость к городу давала возможность проводить детальное изучение залежи. Выяснилось, что она простирается от правого берега Куяльницкого лимана на восток, где остатки млекопитающих были встречены в колонии Гильдендорф. В западном направлении залежь прослеживалась к обрывам Хаджибейского лимана. Поэтому не случайно выходы «костяной линзы» с фауной *Hipparion*, *Gazella*, *Rhinoceras* и др. были обнаружены в 1913 г. Е.А. Гапоновым в правом борту Хаджибейского лимана, в береговых обрывах у бывшей дачи Камбье.

В 1913 г. В.И. Крокос занялся изучением костяной залежи на правом берегу Днестра, у с. Тудорова Аккерманского уезда [2]. Залежь имела небольшие размеры и была выработана почти полностью. При раскопках удалось получить обильный материал по *Hipparion*, *Sus*, *Aceratherium*. В.И. Крокос подробно описал условия залегания залежи, а также открытие «новой формы» ацератерия как особого вида носорогов, предположительно ведущих начало от сородичей, обнаруженных А.А. Борисяком в Севастополе.

Заметные успехи были достигнуты В.И. Крокосом во время работ на берегах Тилигульского лимана. В августе 1911 г. он занимался изучением геологического разреза в районе Ранжевой косы. В.И. Крокос изучал обнажения по обоим берегам Тилигульского лимана. Им был подтвержден факт сонахождения морской и пресноводной фаций мэотического яруса, что позволило заключить, что песчано-глинистые образования с *Unio flabellatus* Goldf. и заключающаяся в них пикермийская фауна относятся к пресноводным отложениям мэотического яруса.

Таким образом, энтузиазм питомцев В.Д. Ласкарева способствовал развитию интересной проблемы.

Как писал В.Д. Ласкарев, *местонахождения в д. Новой Елизаветовке и особенно в с. Гребенниках (Тираспольского у.) останутся, наряду с Тараклией (Бендерского у.), навсегда в числе наиболее богатых и интересных мест по изучению верхнетретичных млекопитающих.*

Литература

1. Алексеев А.К. Фауна позвоночных д. Ново-Елизаветовки // Зап. Импер. Новорос. ун-та. 1915. Вып. 6. 450 с.
2. Крокос В. *Aceratherium simplex* и sp. из мэотических отложений с. Тудорова Бессарабской губ. Аккерманского у. // Зап. НОЕ. 1914. Т. 41. С. 1–11.
3. Ларченков Е.П., Кравчук О.П., Кравчук А.О. Геология в Одесском университете: времена и пространства (очерки истории кафедры общей и морской геологии). Одесса: Феникс, 2009. 536 с.
4. Ласкарев В.Д. Заметки о новых местонахождениях ископаемых млекопитающих в третичных отложениях южной России // Записки НОЕ. 1911. Т. 38. С. 1–17.
5. Пржемыский К.А. Заметка о новом местонахождении Пикермийской фауны в окрестностях Одессы // Зап. НОЕ. 1911. Т. 38. С. 1–14.
6. Синцов И.Ф. Geologische und Palaeontologische Beobachtungen in Südrussland // Учен. зап. Импер. Новорос. ун-та. 1900. № 19. С. 1–66.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕРИОЛОГИЧЕСКИЕ КОЛЛЕКЦИИ В МУЗЕЯХ БУРЯТИИ

А.Е. Мурзинцева¹, А.М. Клементьев²¹Музей БНЦ СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия²Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия

Актуальной задачей музейного дела в настоящее время является создание электронных каталогов коллекций музеев (в рамках Музейного фонда РФ). Подобная работа позволяет решить не только внутримузейные задачи, связанные с учетом и обеспечением сохранности музейных фондов, но и повысить доступность коллекций, активнее вводить их в научный оборот. В Бурятии палеонтологическими коллекциями обладают музеи самых разных типов и масштабов. Общее число музеев в республике достигает 150, и фоссилии хранятся во многих из них.

Сравнительно крупные собрания имеют *научные музеи* – Геологический музей ФГУ ТФИ Бурятии и Музей Бурятского научного центра СО РАН (расположены в г. Улан-Удэ). Их коллекции хронологически не ограничены кайнозоем. Более того, остеологические материалы в Геологическом музее представлены единичными экземплярами. Это обусловлено тем, что коллекции формировались в процессе геологической съемки, а не собственно палеонтологических исследований [4]. Собраниями, насчитывающими более тысячи образцов плейстоценовых фоссилий, обладают *республиканские музеи*, входящие в систему Министерства культуры: Музей природы Бурятии (г. Улан-Удэ), Кяхтинский краеведческий музей им. акад. В.А. Обручева. География собраний научных и республиканских музеев может быть определена рамками Байкальского региона: Предбайкалье, Прибайкалье, Западное и Восточное Забайкалье, Северная Монголия. И в первом, и во втором случае палеонтологические коллекции в музеях прошли стадию научного исследования, в той или иной мере они опубликованы. [2, 3, 5]. Иная ситуация с не крупными сельскими музеями.

К ведению Минкультуры, помимо республиканских, относятся *районные краеведческие музеи*: Музей народов севера Бурятии (п. Багдарин), Бичурский историко-краеведческий музей (с. Бичура). В условиях многолетней депрессии системы Министерства культуры реальную конкуренцию им составляют музеи муниципальные, общественные и школьные. По представительности коллекций и массовости распространения сеть школьных музеев выходит в нашей стране на одно из ведущих мест. Палеонтологические коллекции в своих собраниях хранят *школьные музеи* в селах Куйтун, Куналей, Десятниково (Тарбагатайский р-н), Никольское, Хонхой (Мухоршибирский р-н), Елань (Бичурский р-н), Санага (Закаменский р-н), Хасурта (Хоринский р-н) и др. Отличительной чертой сель-

ских музеев является география собраний, достаточно четко привязанная к району, в котором расположен музей.

Следует отметить и такого держателя палеонтологических коллекций, как Церковно-археологический музей в с. Тарбагатай. Музей создал старообрядческий священник отец Сергей (Сергей Николаевич Палий). Обилие палеонтологических местонахождений в Тарбагатайском районе, одно из которых расположено на окраине села, позволило ему собрать за короткое время заметную коллекцию мамонтовой фауны.

По тематике деятельности сельские музеи, за редким исключением, относятся к историко-краеведческому направлению. Тем не менее, в их собраниях включаются практически любые предметы музейного значения (необычные, «курьезные»). Соответственно, наличие в местном музее палеонтологических экспонатов определяется присутствием в ближайших окрестностях местонахождений фоссилий, любознательностью местных жителей, их хорошим отношением к музею. Объем находок мамонтовой фауны в Бурятии не сопоставим с соседней к ней Саха – Якутией. Торговля ископаемыми костями здесь не получила широкого распространения. В музеи находки передаются, как правило, безвозмездно или за чисто символическую плату.

Работа с палеонтологическими экспонатами для сельского музея сопряжена с рядом проблем. Недостаток методической литературы и квалификации сотрудников (преимущественно, имеющих гуманитарное – историческое образование) не позволяет в достаточной мере атрибутировать фоссилии, обеспечить им адекватные условия хранения. Общий низкий уровень ведения документации в прежние десятилетия приводил к потере существенной информации, связанной с предметами (место находки и т.п.).

Опыт решения указанных проблем существует. Система повышения квалификации музейщиков на сегодня вполне отлажена. Она включает в себя, в том числе, знакомство с современной специальной литературой, унифицированной системой ведения документации. Стандарты документооборота, выдвигаемые Музейным фондом РФ, используются и в научных, и в школьных, и в прочих ведомственных музеях. Вместе с тем, дополнительное образование не может содержать исчерпывающую информацию во всех областях знаний, с которыми приходится сталкиваться музейщикам.

Естественно-научные образцы оказываются наиболее сложными для атрибуции и изучения в условиях малых музеев.

Оптимальным выходом из ситуации представляется установление постоянной коммуникации со специалистами. Сто лет назад Кяхтинский краеведческий музей решал проблему отсутствия палеонтолога, пересылая находки для обработки и изучения в ведущие научные центры либо организуя проезд ученых в музей. В результате такого сотрудничества М.В. Павловой была описана кяхтинская винтороговая антилопа *Spirocerus kiakhtensis* М. Pavl [6].

В настоящее время наиболее эффективными остаются личные контакты, но не менее значимыми оказываются возможности, предоставляемые развитием современных компьютерных технологий. В этом плане весьма показательна работа форума www.paleo.ru на сайте Палеонтологического института РАН [7]. Возможность для любого пользователя Интернета обратиться за помощью в определении образца, разместив на форуме его фотографии, оказывается эффективным и простым в использовании инструментом.

В 2009 г. на базе Музея БНЦ СО РАН были проведены Республиканский семинар для руководителей школьных музеев Бурятии, а затем и I Республиканский слёт юных музейщиков (организатор – Республиканский центр детско-юношеского туризма и краеведения). Сотрудники Музея демонстрировали методики описания и учета музейных предметов различных групп хранения, давали консультации по атрибуции и консервации экспонатов, участвовали в жюри на секциях слета. В том числе музейщикам было рекомендовано заочное консультирование.

Каждая школа благодаря государственной программе компьютеризации имеет выход в Интернет. При подготовке докладов практически все участники слета показали умение пользоваться глобальной компьютерной сетью как справочником, электронной библиотекой, которая кардинально расширила их возможности в изучении музейных предметов. Тем не менее, поиск информации проводился поверхностно. Без навыка постоянной работы в Интернете школьники анализировали лишь те источники, которые находились в начале списка поисковой системы. Научные электронные издания или уже упомянутые тематические форумы не использовал никто.

Сотрудники Музея БНЦ предложили коллегам из сельских музеев собственную помощь в организации консультаций (по электронной почте). По вопросам палеотериологии Музей БНЦ и другие музеи Бурятии постоянно консультирует А.М. Клементьев, сотрудник ИРГТУ. На протяжении ряда лет им обследованы в палеонтологическом отношении школьные музеи Тарбагатайского района.

Как правило, для краеведческих музеев оказывается достаточной самая общая информация о фоссилиях. Любое «имя», предложенное специалистом (с точностью до вида, до рода или более общая систематическая позиция), принимается как единственно верный вариант. Таким образом, остатки мамонта в одном из сельских школьных музеев проходили по документам как «кости трагантирского слона». И только отсутствие в Интернете подобной дефиниции заставило музейщиков пересмотреть атрибуцию коллекции.

Для специалистов коллекции музеев имеют несколько информационных аспектов. Первый аспект связан с биологической характеристикой видов ископаемых млекопитающих. Видовая и популяционная изменчивость позволяет выделять географические формы. Второй аспект отражает особенности состава териокомплексов в регионе. С внедрением методов радиоуглеродного датирования стало возможным и датирование крупных экземпляров костей, находящихся в музеях; их хронологическая привязка и стратиграфическая приуроченность позволяют использовать коллекции в геологических прикладных исследованиях.

Видовое разнообразие кайнозойской териофауны в коллекциях музеев Бурятии представлено в таблице. Практически повсеместно присутствуют кости шерстистого носорога, мамонта и ископаемого бизона. Это обусловлено, в первую очередь, крупными размерами костей, обращающими на себя внимание в обнажениях, на поймах и конусах выноса. По этой же причине часто в музей попадают черепа архара, обладающие массивным строением. В целом, для Западного Забайкалья характерно преобладание в музейных сборах остатков шерстистого носорога, ископаемых быков, мамонта и аргали. Специфические черты мамонтовой фауны Забайкалья оказывают влияние и на состав коллекций научных музеев Бурятии (см. табл.).

Как правило, в коллекциях краеведческих музеев представлены только крупные кости скелета. Случаи, когда непрофессионалы собирают все кости, обнажившиеся в одном месте, единичны. Пример тому – фрагмент скелета носорога (нижняя челюсть, кости конечностей, таза и плечевого пояса, ребро), найденный А.Н. Филипповым в Сухой Пади у с. Хасурта (Хоринский р-н). В дальнейшем эти находки были переданы в Музей БНЦ СО РАН, где они в настоящее время экспонируются.

Представленный обзор не претендует на полноту охвата вопроса. Тем более что рассмотренные сельские музеи расположены в южной части Республики (рис. 1). Север и юго-запад региона значительно отличаются от нее по своим природным характеристикам. В коллекциях Музея БНЦ различия между палеотериофауной районов прослеживаются достаточно четко. Дальнейшее изучение палеонтологических коллекций в музейной сети

Таксономический состав ископаемой фауны крупных млекопитающих в музеях Бурятии

Таксон						Школьные музеи								
	1	2	3	4	5	Улан-Удэ	Кяхта	Тарбагатай	Хасурта	Никольское	Елань	Куйтун	Большой Куналей	Десятниково
Colobinae gen.				+										
Mammuthus sp. et M. primigenius	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Archidiskodon sp.	+	+												
Zygodolophodon sp.	+	+												
Canis lupus	+	+							+					
Vulpes corsac	+													
Vulpes vulpes	+	+												
Ursus arctos	+	+												
Martes zibellina	+	+												
Gulo gulo		+												
Meles meles	+	+												
Crocota spelaea	+													
Pliocrocota perrieri	+	+												
Pachycrocota sp.	+	+												
Lynx shansius		+												
Lynx lynx	+													
Homotherium sp.		+												
Camelus sp.	+													
Coelodonta antiquitatis	+	+	+	+	+			+		+		+	+	+
Coelodonta tologojensis	+	+												
Dicerorhinus Merkiti (kirchbergensis)				+										
Hipparion tchicoicum		+												
Equus sanmeniensis	+	+												
Equus s.l.	+	+	+	+	+			+			+			
Equus (Hemionus) hemionus	+			+										
Equus (Sussemionus) sp.	+	?			?									
Cervus elaphus	+	+		+	+			+						
Megaloceros sp.	+			+										
Cervus elaphoides		+												
Alces sp.	+	+												
Capreolus sp.	+	+		+										
Moschus moschiferus	+	+												
Bison priscus	+	+	+	+	+			+		+	+	+	+	+
Poephagus baikalensis	+		+	+							+			
Probubalus triquetricornis aut Hemibos occipitalis				+										
Spirocerus kiakhtensis	+	+		+										
Spirocerus wongi	+	+												
Antilospira zdanskyi	+	+												
Procapra gutturosa	+			+										
Gazella sinensis	+	+												
Saiga sp.	+													
Capra sibirica		+												
Ovis cf. ammon	+	+	+	+	+			+				+	+	+

Примечание. Цифрами обозначены: 1 – Музей БНЦ СО РАН; 2 – Музей природы Бурятии [3]; 3 – Геологический музей ФГУ ТФИ Бурятии [4]; 4 – Кяхтинский краеведческий музей [1, 2, 6]; 5 – Церковно-археологический музей.

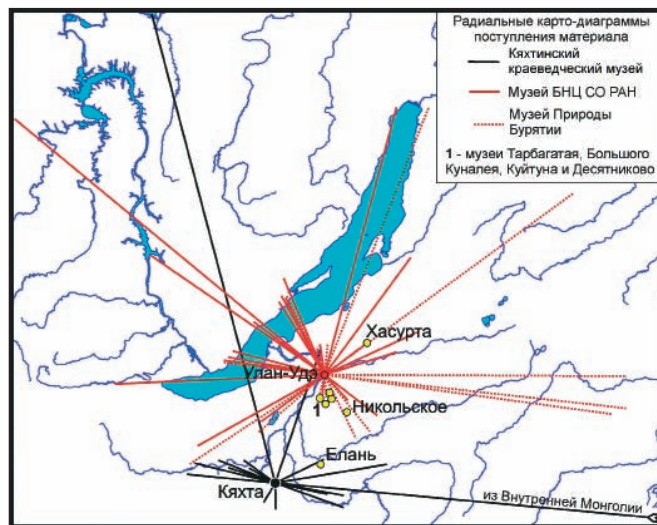


Рис. 1. Расположение описываемых музеев Бурятии

сельских районов Бурятии должно принести более четкое понимание географического распределения кайнозойской фауны региона.

Литература

1. *Верещагин Н.К.* Байкальский як (*Roephagus baicalensis* N. Ver. sp. nova) из плейстоценовой фауны Восточной Сибири // ДАН СССР. 1954. Т. 99, № 3. С. 450–455.
2. *Калмыков Н.П.* К истории исследования палеонтологической коллекции краеведческого музея // Программа и тезисы науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию ККМ им. акад. В.А. Обручева. Кяхта; Улан-Удэ, 1990. С. 65–67.
3. *Калмыков Н.П., Пискунов А.С., Хандуева В.Б.* Ископаемые млекопитающие музея природы Бурятии. Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1992. 72 с.

4. *Каталог* музейных экспонатов Геологического музея ФГУ ТФИ Бурятии (рукопись). С. 121–123.

5. *Мурзинцева А.Е.* Палеонтологическое собрание музея Бурятского НЦ СО РАН // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Междунар. симпозиума. Томск: ТГУ, 2005. С. 407–408.

6. *Павлова М.В.* Описание ископаемых остатков млекопитающих Троицкосавско-Кяхтинского музея // Труды Троицкосавско-Кяхтинского отделения Приамурского отдела ИРГО. СПб., 1911. Т. 13, вып. 1. С. 21–64.

7. *Сенникова Е.А.* Опыт использования Интернет-технологий в образовательной и научно-просветительной деятельности на примере сайта и форума на сайте музея // Актуальные вопросы деятельности академических естественно-научных музеев. Листвянка, 2010. С. 146–149.

МУЗЕЙНЫЕ КОЛЛЕКЦИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Ю.С. Надлер

Кузбасский фонд информации, г. Новокузнецк, Россия

В филиале по Кемеровской области ФГУ «ТФИ по Сибирскому федеральному округу» (г. Новокузнецк) в последнее десятилетие сконцентрировались палеонтологические остатки, включающие 50 коллекций и около 50 тыс. образцов. Коллекции представляют ведущие (в каждом периоде) группы растений и животных и тем самым обеспечивают легитимность легенд Кузбасской и Алтайской серий листов среднемасштабной геологической съемки. Почти весь материал изучен монографически, две трети этих исследований эффективно обнародованы в печати – описаны многочисленные эндемичные виды, сделаны биостратиграфические выводы. Все это позволяет использовать хранящийся фактический материал для широких, в том числе и межрегиональных, корреляций, для уточнения этапов развития биосферы на изучаемой территории – западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО).

Успешной работе в данном направлении во многом способствовало благоприятное сочетание разных факторов, и прежде всего геологического фактора. На территории все геологические периоды, начиная с венда и кончая неогеном, оставили крупные тела (целые толщи) осадочных горных пород с многочисленными палеонтологическими остатками. Многие стратиграфические подразделения залегают друг на друге без перерыва. Таковыми являются весь разрез нижнего девона СВ склона Салаира и нижнего кембрия на р. Кия, пограничные отложения кембрия и ордовика в Кузнецком Алатау и девона и карбона по окраинам Кузнецкого бассейна и др. Кроме того, крупные вертикальные подвижки, прои-

зошедшие в меловом и палеогеновом периодах, особенно в Кузбассе и его обрамлении, обнажили многие участки древних толщ по берегам рек. Немалую роль сыграл и человеческий фактор. Для геологических исследований весьма перспективной на разнообразные полезные ископаемые территории (Кузбасс и Алтай) во второй половине XX в. ежегодно выделялись крупные денежные и материальные средства. Повсеместно была проведена Государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000, а в горнорудных районах масштаба 1:50 000, выполнен большой объем поисковых работ. Эти работы сопровождалась массовыми сборами остатков фауны и флоры по всему разрезу. Была учреждена своя внутренняя палеонтологическая служба (20–30 специалистов одновременно), которая за полвека не только «разобралась» с несколькими сотнями тысяч органических остатков, но и вела по всему разрезу фанерозоя собственные специализированные исследования. С помощью палеонтологов были выявлены наиболее полные, отвечающие всем требованиям стратотипические разрезы, которые после всестороннего изучения становились опорными для широкой биостратиграфической корреляции.

Фактический материал, добытый в западной части АССО, полностью подтверждает время и последовательность всех крупных всемирных биотических событий, происходивших в прошлом на Земле. Некоторые события на нашей территории проявились особенно ярко и оставили многочисленные следы – палеонтологические остатки.

По р. Кия между устьями ее притоков р. Кундат и р. Бериккуль вскрыт разрез карбонатной толщи,

охватывающий почти весь нижний кембрий – от второй половины томмотского яруса и до верхней части тойонского включительно [6]. Благодаря новейшим восходящим тектоническим явлениям, р. Кия образовала в этом месте каньон глубиной более 200 м, в бортах которого полностью обнажилась смятая в крупную антиклинальную складку карбонатная толща (от контакта с поздневендской белкинской свитой до перекрывающей бериккульской свиты среднекембрийского возраста). Исследованиями 50–70-х гг. XX в. была установлена геологическая уникальность Кийского разреза [4]. Во-первых, эта толща не имеет внутренних перерывов в осадконакоплении. Она сложена породами близких фаций мелководного морского залива (глубиной менее 100 м), представлена биогермами (предшественниками настоящих рифов) и чистыми почти без терригенного материала карбонатными осадками околорифовых фаций. Во-вторых, несмотря на столь почтенный возраст, толщу практически не затронули метаморфические процессы. Исключением являются только верхние горизонты, которые Бериккульский массив граносиенитов превратил в крупнокристаллические мраморы. Но эта часть разреза оказалась полностью вскрытой по левым притокам рр. Кия, Большая и Малая Белокаменка. В-третьих, и это главное, в известняках прекрасно сохранились разнообразные и многочисленные остатки археоциат, обизвествленных водорослей (*Epiphyton* и др.), панцири трилобитов, створки брахиопод, раковины гастропод, хиолитов, части скелета губок. Обнаружены (более ста экземпляров) и изучены представители во многом еще загадочного класса двустворчатых организмов *Stenothecoida* Echelson [1, 5]. Они обладают симметрией между створками, как двустворчатые моллюски, относительной симметрией каждой створки, как брахиоподы, а ядра мягкого тела обнаруживают метамерию, как у червей. Хранящаяся в филиале коллекция стенотекоид является самой разнообразной и большой среди известных по литературе в других районах мира.

Химическая препарировка слабыми кислотами известняков толщи позволила собрать сотни экземпляров скелетных элементов микроскопических размеров (от 1 мм до 100 микрон). Это неизвестные пока организмы (Pospelov at coll., 1995), тем не менее широко распространенные на Сибирской платформе, в Монголии и других местах в отложениях того же возраста. Определенный вклад Кийского разреза заметен в изучении главных групп кембрийских окаменелостей: идентифицировано около 200 видов археоциат [8], более ста видов трилобитов. В части разреза, отнесенной к томмотскому ярусу, обнаружен и описан, возможно, самый древний на сегодняшний день вид замковых брахиопод *Kundatella asperocosta* Aksarina [1]. Нахождение остатков фауны в ненарушенной последовательности слоев, практически *in situ*, позволила данный

разрез считать опорным для всей западной части АССО. Многие эндемичные впервые описанные таксоны сразу же становятся стратиграфически значимыми, так как их место в разрезе, примерная продолжительность существования и ассоциации с другими остатками определены однозначно. Обо всем этом и многом другом «рассказывают» хранящиеся в филиале коллекции.

Заметное место в фонде занимают коллекции трилобитов ордовика – более 7 000 образцов, которые монографически изучены, подробно описаны, разложены по участкам захоронения, времени существования, предполагаемым родственным связям и т.д. Трилобиты – господствовавшая на протяжении всего ордовикского периода и среднего – позднего кембрия группа бентоса. И хотя уже много известно о невероятной пластичности видов и возможных путях эволюции всего класса, в огромном массиве Кийского захоронения наверняка еще много неразгаданных загадок и тайн.

На северо-восточном склоне Салаира, в г. Гурьевске и его окрестностях, вскрыт в обнажениях и карьерах по добыче флюсовых известняков полный и непрерывный разрез нижнего девона от границы силура и девона (сухая свита) и до верхнего эмса (шандинская свита). Этот район интенсивно изучается палеонтологами уже больше века. Отсюда известны остатки брахиопод, кораллов, строматопороидей, морских лилий, мшанок, трилобитов, конодонтов, остракод. Есть даже микроскопический фитопланктон, стеблевые части наземных растений и их спор, принесенные с близлежащей суши [3]. Обилие и разнообразие органических остатков позволили, с одной стороны, выделить в разрезе отложения всех ярусов международной стратиграфической шкалы, а с другой – надежно увязать между собой разновозрастные разнофациальные толщи: карбонатные, терригенные, рифогенные, в какой-то мере и континентальные. Изучением этого района занимались разные академические и производственные организации, поэтому коллекции находятся в различных городах. В нашем собрании есть самая крупная (более 6 000 шлифов) коллекция кораллов *Rugosa*, в которой воедино собраны кораллиты тех же видов, что и найденные во многих участках всей западной части АССО. Коллекционный материал не только стал доступнее для дальнейших исследований, но и (и это главное) превратился в надежный биостратиграфический инструмент сопоставления разновозрастных и разделения разновозрастных осадочных отложений. Важно отметить, что большая часть коллекции происходит из Салаирского разреза, принятого в качестве опорного для нижнедевонских отложений АССО и в то же время считающегося одним из мировых эталонов карбонатного типа разреза. Эти коллекции позволяют заглянуть в самое начало истории кораллов (ордовик), представить, какими

были рифовые постройки в силурийско-девонские времена, как началось вымирание ругоз и табулят в карбоне.

В конце раннекаменноугольной эпохи море окончательно ушло из наших мест. Часть территории АССО – Хакасия, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Горный и Рудный Алтай – оказались в центре событий. Об этом свидетельствуют хранящиеся коллекции флоры девонского периода – от первых волосовидных травинок жединского яруса, через богатые виды эмского яруса до первых деревьев, у которых вайи папоротниковидные, а древесина напоминает голосеменные (*Archaeopteris*). Сохранились и первые плауновидные, которым не удалось достичь ни европейского разнообразия, ни крупных размеров. Среди наших коллекций есть две «изюминки». Первая из них – микроскопическая – это полторы сотни споровых комплексов, каждый из которых содержит двести и более спор девонских наземных растений. Собраны они по всей указанной территории из песчано-глинистых отложений раннедевонской и позднедевонской эпох. Вторая «изюминка» вообще уникальна. Это массовое скопление наземных растений, образующих в районе с. Барзас целый пласт листоватого каменного угля мощностью до 3 м с необычно большим содержанием летучих компонентов. Растительные остатки, представляющие собой кутикуловые чехлы трех разных наземных растений. Отдельные стебли легко отделить друг от друга, можно изучать со всех сторон как современный гербарный материал. Помимо богатых результатов палеоботанических исследований можно также получить представление о том, как выглядели первые болота на еще голой каменистой, без почвы земной поверхности [7].

Сведения о развитии континентальной биоты в западной части АССО в позднем палеозое и мезозое были получены главным образом при изучении Кузбасса. Определение растительных остатков и накопление коллекций, составляющих треть нашего собрания, началось в палеонтологической партии в Новокузнецке с 1949 г. О возможности сбора растительных остатков свидетельствует хотя бы такой факт. В 70-е гг. XX в. в Кузбассе ежегодно колонковыми скважинами проходило по 600 000–700 000 погонных метров. Весь или почти весь объем керна просматривался палеонтологами. В результате ими было установлено, что растительные остатки балахонской (C_3-P_1) и кольчугинской (P_2) эпох угленакопления относятся к особой ангарской флоре, не имеющей аналогов на других континентах. Это флора умеренной зоны, состоящая из различных членистостебельных, главным образом хвощевидных травяного и кустарникового габитуса, папоротниковидных, предков голосеменных – кордаитантовых, в т.ч. деревьев высотой 10–15 м и 0,5 м в поперечнике, с пышной кроной и очень разнообразными листьями. Вся собранная

флора монографически изучена [2], в коллекциях распределена по стратиграфическим горизонтам. Такими же информативными являются спорово-пыльцевые комплексы, собранные по всему разрезу угленосной толщи. Параллельно отбирались и имеются в специальных коллекциях остатки «неморских двустворок», которые в изобилии населяли озерно-болотные пространства, где шло интенсивное углеобразование. Описываемые остатки являются основой биостратиграфического расчленения всей угольной толщи Кузбасса, разрез которого стал опорным при сравнении позднепалеозойских отложений всей Сибирской платформы.

Имеющиеся в собрании коллекции мезозойской, в основном юрской, флоры показывают, как менялся облик растительных ассоциаций. В мезозое – это самые разнообразные папоротники, много гинкговых, беннеттиты. Такая флора была широко распространена в Северном полушарии.

Завершить рассказ о том, как палеонтологические материалы хранилища филиала свидетельствуют о развитии биоты на территории западной части АССО, можно просмотром коллекций семян из четвертичных отложений. На основе состава древесной и других флористических ассоциаций четко отбиваются этапы похолоданий и потеплений. Эти данные были использованы для геологических и палеогеографических построений.

В геологии большое место принадлежит прогнозам. Палеонтологи даже при самых благоприятных обстоятельствах могут собрать всего лишь треть всех живших в какое-то время организмов, значит, и тут много предположений и допущений. Зато собранные в коллекции остатки фауны и флоры – это часть реальной жизни.

Литература

1. Аксарина Н.А., Пельман Ю.Л. Кембрийские брахиоподы и двустворчатые моллюски Сибири // Тр. ИГиГ СОАН СССР. М.: Наука, 1978. Вып. 362. 178 с.
2. Бетехтина О.А. и др. Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора // Тр. ИГиГ СОАН СССР. Новосибирск: Наука, 1988. Вып. 707. 265 с.
3. Елкин Е.А. и др. Стратотипические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Новосибирск: ИГиГ СОАН СССР, 1986. Ч. 1. 194 с.; 1987. Ч. 2. 187 с.
4. Поспелов и др. Опорный разрез нижнего кембрия по р. Кие в Кузнецком Алатау // Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М.: Наука, 1972. С. 223–232.
5. Aksarina N.A., Nadler Yu.S. New Stenothecoida species from the Lower Cambrian of Kuznetsk Alatau (Kiya reference section) // Russian Geology and Geophysics. New York, 1999. Vol. 40, № 7. P. 1017–1027.
6. Pospelov at all. Biostratigraphy of the Kiya River Section // Annales de Paleontologie (Vert.-Invert.). Masson, Paris, 1995. Vol. 81, fasc. 4. P. 169–246.
7. Snigirevskaya N.S., Nadler Yu.S. Habit and relationships of *Orestovia* (Middle Devonian) // Palaeontographica. Beitrage

zur Naturgeschichte der Vorzeit. Stuttgart, 1994. Bd. 233, lfg. 1–6. S. 11–18.

8. Zhuravleva I.T. et al. Biostratigraphy of the Kiya River Section. Early Cambrian archaeocyathus and

spicular sponges from the Kiya River Section (Kuznetsk Alatau) // Annales de Paleontologie (Vert.-Invert.). Masson, Paris, 1997. Vol. 83, fasc. 1–2. P. 1–92, 117–200.

КОЛЛЕКЦИИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА КАК ОСНОВА НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

В.М. Подобина, Л.Г. Пороховниченко

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Коллекции, составившие «золотой фонд» Палеонтологического музея, в основном были переданы первому сибирскому университету в Томске в конце XIX в. различными меценатами, в том числе родственниками герцога М. Лейхтенбергского, бывшего попечителя Санкт-Петербургского горного института; профессором Московской горной академии Г. Траутшольдом, профессором Казанского университета В.М. Флоринским и другими меценатами. Часть этих коллекций, представленных образцами из стратотипических разрезов фанерозоя Западной Европы, составила в музее основу фундаментальной коллекции по исторической геологии. Другие переданные музеем экспонаты (муляжи микрофауны, рептилий и млекопитающих) были изготовлены более 180 лет назад известными немецкими фирмами «Кранц» и «Штюц» (Германия, Бонн). В настоящее время они являются уникальными произведениями искусства и редкими экспонатами.

А коллекция из знаменитых золенгофенских сланцев (из окрестностей городка Золенгофен в Германии) с отпечатками рыб, водорослей, стрекозы, водяного паука, долгохвостых раков, рака-мечехвоста, моллюсков, сохранившаяся в Палеонтологическом музее ТГУ, является редчайшей коллекцией из утраченных местонахождений и имеет не только большую научную, но и историческую ценность.

Научную ценность имеют палеоботанические коллекции, собранные в разных регионах Сибири профессором В.А. Хахловым и его учениками, а также многочисленные собрания монографических коллекций, сформированных в период интенсивного изучения и освоения Сибири. Коллекции В.А. Хахлова, в основном флоры карбона и перми из угленосных бассейнов Сибири, описаны в многочисленных статьях и монографиях.

Музей по праву гордится одной из лучших в мире и наиболее полной коллекцией первых наземных растений – «псилофитов», собранной в девонских межгорных впадинах на юге Сибири профессором А.Р. Ананьевым и его учениками.

Музейная коллекция по исторической геологии насчитывает более тысячи экземпляров ру-

ководящих окаменелостей из стратотипов систем палеозоя и мезозоя Западной Европы. Есть уникальный экземпляр, возраст которого составляет 1,5 млрд лет! Все это в сочетании с красочными диаграммами и картинками основных периодов жизни на Земле дает наглядное представление о закономерностях зарождения и угасания экосистем прошлого. Наглядность – сильное и обязательное качество музея. Ведь одна из главных функций вузовского музея – образовательная и просветительская.

В конце 60-х гг. XX в. в связи с расширением нефтегазопроисковых работ в Западной Сибири развиваются микропалеонтологические исследования, и под руководством профессора В.М. Подобиной в 1968 г. создается лаборатория микропалеонтологии. Формируются коллекции в микропалеонтологическом отделе музея по разным группам микрофауны – фораминиферам, радиоляриям, остракодам, конодонтам, представляющим в настоящее время ценный фактический материал из сотен пробуренных в этом регионе скважин. Все это описано учеными кафедрами в многочисленных статьях и монографиях.

В 2001 г. научной общественности был представлен первый атлас юрской флоры Западной Сибири, составленный Л.И. Быстрицкой. Все коллекции растений – от псилофитов до покрытосеменных – сосредоточены в созданном В.М. Подобиной в 1997 г. и открытом к началу работы I Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле» палеоботаническом отделе музея.

В музее, а также в лаборатории микропалеонтологии сотрудниками кафедры палеонтологии и исторической геологии проводятся занятия со студентами по разным курсам.

В.М. Подобина является зав. кафедрой и осуществляет научное руководство музеем с 1990 г. Этот год практически стал началом третьего этапа в развитии музея. Помимо традиционных научных направлений (палеоботанического, изучения морских беспозвоночных и микрофаунистического) были созданы новые направления – изучение мамонтовой фауны и меловых динозавров. Это дало

возможность создать новые экспозиции в музее, состоящие из вышеупомянутых реконструированных А.В. Шпанским скелетов основных представителей мамонтовой фауны – ископаемых бизона, мамонта и шерстистого носорога. Наиболее ценные фрагменты мамонтовой фауны выставлены в специально оборудованных витринах и подставках демонстрационного зала музея.

Особое место в музее занимают скелетные останки рептилий, находки которых возросли в последнее время. Пожалуй, без преувеличения сенсационной можно назвать находку в 1999 г. на берегах р. Кии у пос. Шестаково полных скелетов двух раннемеловых пситтакозавров (рогатых динозавров), которых в мире насчитываются единицы. Скелеты найденных животных размещены в специально оборудованном саркофаге, в монолите той самой породы, в которой их и настигла внезапная смерть. Возраст этих животных 120 млн лет. Благодаря открытию группой сотрудников и студентов под руководством С.В. Лещинского «динозавровой провинции» на юго-востоке Западной Сибири, сформированы новые коллекции с фрагментами мезозойских рептилий, птиц, млекопитающих, земноводных и рыб. Все они демонстрируются в «динозавровом» отделе музея.

В 1998 г. палеонтологический музей, лаборатория микропалеонтологии и ряд других структурных подразделений вошли в состав Сибирского палеонтологического научного центра (СПНЦ), научное руководство которым с этого времени и доныне осуществляет профессор В.М. Подобина.

Создание центра позволило в сложных экономических условиях перераспределить и направить имеющиеся ресурсы и кадры СПНЦ на реконструкцию музейных экспозиций и увеличение музейных фондов. Созданы новые научные направления, сформированы монографические отделы музея (палеоботанический и микропалеонтологический), кабинеты мамонтовой фауны и динозавров.

Одной из главных задач в работе СПНЦ ставится сохранение преемственности научных школ. Это достигается проведением научно-исследовательской работы профессорско-преподавательским составом кафедры, сотрудниками СПНЦ и студентами естественно-научных факультетов университета. Многие из студентов с первых курсов проводят исследовательскую работу на базе музейного материала, выполняют курсовые, затем дипломные работы, участвуют в конкурсах и выступают на

конференциях, поступают в магистратуру, аспирантуру, защищают магистерские и кандидатские диссертации.

Традиционное палеоботаническое направление под руководством В.М. Подобиной получило свое дальнейшее развитие, в том числе и в экспозициях музея. Возобновлены прерванные на 40 лет после ухода В.А. Хахлова исследования верхнепалеозойской флоры Сибири. Изучение ранее не обработанных материалов с применением современных методов, проводимое зав. музеем Л.Г. Пороховниченко, позволило систематизировать и сохранить наиболее научно ценные музейные коллекции.

Это направление продолжает развивать Я.А. Баженова. К настоящему времени в стенах ТГУ сформировалась группа палеоботаников-палеозойщиков – доценты В.А. Ананьев, Я.А. Баженова и зав. музеем Л.Г. Пороховниченко. На базе этих коллекций в ноябре 2006 г. проведен Всероссийский палеоботанический коллоквиум, в котором приняли участие ведущие специалисты России.

Палеонтологический музей сегодня – это крупный научно-образовательный профильный музей в Сибири. Музейные фонды насчитывают свыше 50 тыс. единиц только макрообъектов и представлены разноплановыми коллекциями: научными, экспозиционными, учебными – и обменным материалом.

В Палеонтологический музей ТГУ безвозмездно передают на сохранение свои монографические коллекции специалисты по разным палеонтологическим группам. На его базе проведены тематические конференции, коллоквиумы, совещания и Международные симпозиумы «Эволюция жизни на Земле» (I – 1997 г., II – 2001 г. и III – 2005 г.), ставшие важными событиями в научной жизни Сибирского региона и всей России.

Для работы с хранящимися в музее монографическими коллекциями по разным группам приезжают работать ведущие ученые крупных научных центров России, Великобритании, Италии, Сербии. На базе музейных коллекций и экспозиций проводятся учебные занятия студентов ТГУ, других вузов Томска, школьников по курсу биологии, различные по тематике научно-популярные лекции и экскурсии для населения Сибирского региона.

Музей позволяет воочию увидеть жизнь, существовавшую сотни миллионов лет назад.

ПЕРЕДВИЖНЫЕ ВЫСТАВКИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА РАН КАК ЧАСТЬ МУЗЕЙНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

И.Д. Сукачева, А.Г. Сенников, А.Ю. Иванцов

Палеонтологический институт РАН им. А.А. Борисяка, г. Москва, Россия

Передвижные выставки естественно-научного направления – особый вид образования и просвещения, обычно более доходчивый, охватывающий более широкие слои населения, нежели другие виды (уроки в школах и лицеях, лекции в высших учебных заведениях, общедоступные лекции, учебники, научно-популярная литература и т.д.). В Палеонтологическом институте РАН (ПИН РАН), частью которого является крупнейший в России Палеонтологический музей им. Ю.А. Орлова, создано несколько таких выставок.

Выставка «Путешествие в эпоху динозавров» (автор А.Г. Сенников) – первая передвижная палеонтологическая выставка в России. Идея создания такой выставки зародилась благодаря тесному сотрудничеству ПИН РАН и Рыбинского Музея-заповедника. В жизнь она воплощена совместными усилиями специалистов, дизайнеров и технических работников обоих учреждений. За время экспонирования во многих городах Европейской России (с 1996 г. в Рыбинске, затем в Ярославле, Вологде, Владимире, Череповце, Ульяновске, Рязани, Серпухове, Павловском Посаде, Электростали и Калуге в 2008 г.) её увидели около 100 тыс. человек.

Выставка «Путешествие в эпоху динозавров» показывает историю развития жизни на Земле с момента её зарождения и до современности. Своей задачей она ставит представление общей картины прошедших геологических эпох с акцентом на планетообразующей роли жизни. Как выглядели звероящеры и динозавры, древние птицы и млекопитающие, каким был их образ жизни, как динозавры заботились о своём потомстве, и почему они вымерли? На эти и другие вопросы можно найти ответы на выставке «Путешествие в эпоху динозавров».

Экспозиция выставки построена по хронологическому принципу и состоит из трех тематических разделов. Первый раздел знакомит с историей жизни на Земле от её зарождения в древних морях до триасового периода мезозойской эры. Экспозицию открывают витрины с окаменелостями морских беспозвоночных вендского, кембрийского и ордовикского периодов – медузами, губками, членистоногими. Далее представлены моллюски, морские лилии, кораллы тёплых каменноугольных морей и отпечатки растений на каменном угле. В следующих витринах и на подиумах размещены дикинские ящеры пермского периода. Среди них внимание привлекает скелет и скульптурная реконструкция примитивного растительноядного пресмыкающе-

гося парейзавра, скелет саблезубого звероящера иностранцевии с Северной Двины и скелет хищного ящера лимносцелиса из Северной Америки. Представление о разнообразии наземных позвоночных этого времени дополняет скелет праящерицы из Швейцарии, а также остатки звероящеров из Южного Приуралья и Южной Африки. Далее выставлены плиты со следами триасовых ящеров из Германии.

Наибольший интерес у посетителей вызывает раздел экспозиции, показывающий органический мир «века динозавров» – юрского и мелового периодов мезозойской эры. Здесь выставлены остатки рыбащеров-ихтиозавров, головоногих моллюсков (аммонитов и белемнитов) – обитателей теплых морей юрского периода из Германии. Центральное место в экспозиции занимают динозавры. Это 5-метровый скелет двуногого растительноядного динозавра пробактрозавра из Китая и 6-метровый скелет крупного хищного динозавра – малеевозавра из Монголии. Рядом с последним скелетом – каменная плита со следом хищного динозавра возрастом более 150 млн лет назад. Дополняют представление о разнообразии, размерах и внешнем облике динозавров черепа прохенеозавра и позвонки гигантского диплодока. Посетителей, безусловно, интересует скелет одного из героев фильма «Парк юрского периода» – небольшого хищного динозавра из группы манирапторов – дейнониха. Специальная часть в этом разделе посвящена заботе динозавров о своём потомстве. Среди ее экспонатов наиболее интересным является яйцо динозавра из пустыни Гоби (Монголия).

В последнем разделе экспозиции посетители знакомятся с органическим миром «века млекопитающих» – кайнозойской эры. Здесь представлены кости и черепа гигантских палеогеновых носорогов, челюсть мастодонта. Внимание посетителей привлекает скелет гигантской хищной птицы диатримы из Северной Америки. Завершающий раздел выставки знакомит с мамонтовой фауной «ледникового периода». На соседних витринах размещены черепа самых страшных хищников этого времени – пещерного медведя и пещерной гиены.

«Оживить» древних ящеров и заглянуть в прошлое Земли помогают реконструкции вымерших животных и ландшафтов прошлых геологических эпох, представленные рисунками из экспозиции Палеонтологического музея в Москве. Наибольший интерес и самостоятельную ценность представ-

ляют картины художников-анималистов и одновременно учёных-палеонтологов К.К. Флерова и А.П. Быстрова, в которых сочетаются научная точность и художественное мастерство.

Выставка задумывалась как своего рода передвижной палеонтологический музей, позволяющий познакомиться с палеонтологией жителям областных и районных центров, в местных музеях которых нет или невелики по объёму разделы, посвящённые геологии и истории органического мира. Поэтому важной задачей выставки было показать ископаемых животных и растения данного региона, чтобы связать общие проблемы палеонтологии с геологической историей родного края. Для этого привлекались экспонаты из запасников местных музеев или из коллекций научных центров.

Выставка «Путешествие в эпоху динозавров» призвана воспитывать экологическое сознание и бережное отношение к природному наследию России. Местонахождения ископаемых животных и растений, типовые разрезы и обнажения горных пород, а также остатки древних организмов являются уникальными, неповторимыми свидетельствами истории Земли и жизни на ней. Они должны быть сохранены для наших потомков и могут использоваться только с научными и просветительскими целями. Для реализации этих целей, в том числе для организации комплексных палеонтологических исследований и полевого мониторинга палеонтологических объектов на местах, для подготовки специалистов и создания новых геолого-палеонтологических экспозиций ПИН РАН активно развивает сотрудничество с местными музеями и научными центрами (в Рыбинске, Самаре, Ярославле, Владимире, Ульяновске и т.д.).

Другие передвижные выставки ПИН РАН по беспозвоночным животным называются «На заре Жизни» (автор – А.Ю. Иванцов) и «Завоеватели Земли» (автор – И.Д. Сукачева). Выставка «На заре Жизни» создана в 2003 г. Основным объектом ее экспонирования являются древнейшие на Земле многоклеточные животные вендского периода. Экспозиция выставки рассказывает об условиях возникновения многоклеточных животных и обстановках, существовавших на Земле в вендский период, о причинах и способах сохранения ископаемых остатков, их разнообразии и работе ученых, восстанавливающих облик этих древних животных.

Созданная в 2001 г. выставка «Завоеватели Земли» посвящена эволюции «членистых» беспозвоночных животных, самой многочисленной и разнообразной группы современных наземных и морских экосистем. Такое же значение она имела и в прошлом, вплоть до начала эры многоклеточных – вендского периода. Зарождение этой группы, пути эволюции основных ее ветвей, причины невероятного разнообразия, значение в современном мире – эти вопросы мы постарались осветить нашей выстав-

кой. Экспозиция выставок состоит из двух пластов – палеонтологических образцов и связанного с ними иллюстративного, информационного и развлекательного материала. Эта информация рассчитана на школьников, студентов высших учебных заведений, в основном естественных факультетов, и на широкий круг населения, интересующегося возникновением и развитием жизни на Земле.

Оказалось, что интересующихся этой проблемой людей довольно много. В некоторых городах, особенно в дни бесплатного посещения, проходят не только сотни, но даже тысячи людей в день. Так, в 2009 г. в Казани за три «бесплатных» дня на выставку «Завоеватели Земли» пришло почти 3 тыс. человек. В среднем эту выставку в каждом городе посещают от 500 до 1 000 человек в месяц. Роль выставок в популяризации палеонтологии, биологии, геологии и новых открытий в естествознании с нашей точки зрения велика. Например, в г. Чебоксары в демонстрационном зале проведены лекции преподавателей биологического факультета Чувашского национального университета. Во Владимире большую лекцию об эволюции членистоногих насекомых студентам различных вузов прочитал главный научный сотрудник ПИН РАН профессор А.Г. Пономаренко. На наших выставках во всех городах учителями биологии многих школ проводилось по несколько уроков для каждого класса. В г. Электросталь дети местных детских садов побывав один раз, приходили снова, чтобы полюбоваться животными-игрушками и живыми крупными мадагаскарскими тараканами, составляющими часть нашей экспозиции. Мы очень рады, что «от мала до велика» находят в выставке «Завоеватели Земли» что-то интересное для себя. Наши передвижные выставки оживили интерес к живому прошлому Земли. Например, в г. Рыбинске возникло несколько детских геолого-палеонтологических кружков, активизировалась работа уже существующих. Рыбинские кружковцы не раз побеждали на всероссийских олимпиадах, а затем поступали в вузы на геологические факультеты.

Важную часть просветительской роли выставок составляют научно-популярные книги, всегда присутствующие в большом количестве в экспозиции. Литература посвящена не только проблемам эволюции «членистых», но и многим другим проблемам беспозвоночных животных и растений, когда-либо существовавших на Земле. Особое место занимают учебники по биологии для средних и высших учебных заведений. Большой популярностью пользуются научно-просветительские и учебные пособия, написанные ст. н. с. ПИН РАН К.Ю. Еськовым и ст. н. с. Геологического института РАН (ГИН РАН) С.В. Наугольных. Важны также красочные научно-популярные книги, издаваемые в г. Архангельске при содействии В.Г. Дрюпина. Они пропагандируют вендские и пермские остат-

ки животных и растений, найденные на территории Архангельской области. Авторами этих книг и рисунков к ним являются сотрудники ПИН РАН и ГИН РАН. Украшением и ярким акцентом выставок служат многочисленные научно-достоверные реконструкции древних организмов, выполненные профессиональными художниками по эскизам акварели профессора А.Г. Пономаренко и по графике академика М.А. Федонкина. Особое место занимают крупные цветные и черно-белые фотографии вендских организмов и насекомых. Обычно фотографии размещают рядом с их каменными прототипами, что позволяет демонстрировать в увеличенном виде мельчайшие морфологические детали этих организмов. Фотографии, так же как и реконструкции выполнены сотрудниками нашего института. Все иллюстрации и образцы снабжены подписями на русском языке и латыни, а многочисленные пояснительные тексты облегчают посетителям познание материала при самостоятельном посещении выставки. Совсем недавно экспозиция выставки пополнилась экспонатами нового типа. Это модели вендских организмов, выполненные по нашим реконструкциям из особого типа пластмассы.

Учебники и даже специальная научная литература – это всего лишь тексты на бумаге. Стимулировать у посетителя чувство непосредственного восприятия истории могут только натуральные экспонаты, поэтому главную часть экспозиции наших выставок составляют палеонтологические образцы. Это вендские организмы из Архангельской области, разнообразных ископаемых насекомых, ракообразных и хелицеровые, отпечатки ископаемой флоры со всех концов России и ближнего зарубежья. Для сравнения приведены современные морские беспозвоночные (двустворчатые моллюски, гастроподы, ракообразные, кораллы, насекомые), происходящие из различных регионов Земли. Особую часть выставки «Завоеватели Земли» представляет янтарь как древний органический материал. Демонстрируются крупные куски янтаря с инклюзами, а также слайды с заключенными в нем насекомыми.

Этот материал смонтирован с подсветкой и увеличительными стеклами. В последнее время для расширения информационного поля нами используются в экспозиции различные технические средства информации. Приобретены фильмы о возникновении Земли, эволюции и жизни современных насекомых, о динозаврах. Эти фильмы обычно демонстрируются по телевизору, стоящему в зале или при входе. Кроме того, специально для детей в экспозиции присутствуют мелкие и достаточно крупные пластиковые насекомые, фигурки динозавров, вендских организмов и мамонтов. Во всех городах, где выставка «Завоеватели Земли» демонстрировалась после 2004 г., продавались буклеты с цветными иллюстрациями и пояснительными текстами по развитию жизни в каждом геологическом периоде. До начала выставок нами читаются постановочные лекции для экскурсоводов принимающей организации.

Естественно-научное просвещение населения и формирование у него реалистичного взгляда на историю Земли, природы и человека имеет огромное значение для России в настоящее время. На примерах массовых вымираний и глобальных биотических кризисов мы старались показать важность экологического равновесия в природе. Главной задачей было на уроках прошлого подчеркнуть роль в биосфере человека, который призван сохранить это равновесие, осознать свою ответственность и творческую роль на Земле, отказавшись от потребительской философии. Все наши выставки специально рассчитаны на российскую публику с учетом именно нашего типа образования и представлений об эволюции жизни на Земле. К счастью, пока еще уровень знаний россиян часто выше, чем в других странах.

Все перечисленные аспекты образовательной и научно-просветительской деятельности передвижных выставок Палеонтологического института РАН расширяют кругозор и делают жизнь детей и взрослых, ознакомившихся с экспозицией не только более интересной, но и более содержательной.

СПИСОК УЧАСТНИКОВ IV МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА «ЭВОЛЮЦИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ»

- Абзаева Анна Александровна** – 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, abzaeva@igc.irk.ru
- Акулов Николай Иванович** – 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, samagopsis@yandex.ru
- Александрова Галина Николаевна** – 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, dinoflag@ok.ru
- Алексеев Павел Игоревич** – Санкт-Петербург, ул. Проф. Попова, 2, paulusalex@mail.ru
- Амон Эдуард Оттович** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, amon@igg.uran.ru
- Андреева Алла Михайловна** – 152742, Ярославская обл., Некоузский р-н, п. Борок, aam@ibiw.yaroslavl.ru
- Андрющенко Ольга Зиновьевна** – 350000, Краснодар, ул. Мира, 36, ozandryushchenko@rn-ntc.ru
- Анисимова Светлана Анатольевна** – 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, svetanisimova@crust.irk.ru
- Анищенко Лидия Александровна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Shanina@geo.komisc.ru
- Антипенко Сергей Васильевич** – 220141, Республика Беларусь, Минск, ул. Купревича, 7, karimova@igig.org.by
- Антонова Валентина Анатольевна** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, GutakJaroslav@yandex.ru
- Анфимов Артемий Львович** – 620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, anfimov@igg.uran.ru
- Афанасьева Марина Спартаковна** – 117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, 123, afanasieva@akado.ru
- Афонин Максим Алексеевич** – 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, afonin@ibss.dvo.ru
- Ахтерьякова Анастасия Владимировна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, AVA_tomsk@mail.ru
- Бабенко Светлана Николаевна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, kostesha@ggf.tsu.ru
- Базарова Валентина Батуевна** – 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7, bazarova@tig.dvo.ru
- Байшишов Болат Уапovich** – Республика Казахстан, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 93, baybol@nursat.kz
- Баранов Валерий Васильевич** – 677891, г. Якутск, пр. Ленина, 39, vbaranov@diamond.ysn.ru
- Барг Игорь Моисеевич** – 49044, Украина, г. Днепрпетровск, пр. К. Маркса, 36, igorbarg@rambler.ru
- Баренбаум Азарий Александрович** – 119333, Москва, ул. Губкина, 3, asary@mail.ru
- Безносова Татьяна Михайловна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Beznosova@geo.komisc.ru
- Безрукова Елена Вячеславовна** – 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, bezrukova@igc.irk.ru
- Бейзель Александр Леович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, BeiselAL@ipgg.nsc.ru
- Белянин Павел Сергеевич** – 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7, Pavelbels@yandex.ru
- Блохина Надежда Ивановна** – 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, blokhina@biosoil.ru
- Богоявленская Олимпиада Васильевна** – г. Екатеринбург, ул. Кубышева, 30, IGG.OIG@ursmu.ru
- Бондарев Алексей Анатольевич** – 644110, г. Омск, ул. Тухачевского, 14, Gilgamesh-lugal@mail.ru
- Бондаренко Олеся Владимировна** – 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, bondarenko@ibss.dvo.ru, laricioxylon@gmail.com
- Бондарь Олеся Викторовна** – 49044, Украина, г. Днепрпетровск, пр. К. Маркса, 36, olesyabondar@list.ru
- Борисова Ирина Викторовна** – г. Красноярск, пр. Свободный, 79, irina_borisova77@mail.ru
- Боруцкая Светлана Борисовна** – 117334, г. Москва, Ленинские горы, 1, vasbor1@yandex.ru
- Брагин Никита Юрьевич** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, bragin.n@mail.ru
- Брагина Любовь Георгиевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, bragin.n@mail.ru
- Буколова Елена Викторовна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, BukolovaEV@ipgg.nsc.ru
- Бурканова Елена Михайловна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, burkanova@ggf.tsu.ru
- Быкова Наталья Владимировна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, naticha@mail.ru
- Бяков Александр Сергеевич** – 685000, г. Магадан, ул. Портовая, 16, abiaikov@mail.ru
- Важенина Ольга Александровна** – 625000, г. Тюмень, ул. Республики, 48, Vagenina8@list.ru
- Васильев Борис Дмитриевич** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, gumegovanv@yandex.ru
- Васильев Сергей Константинович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, svasiliev@archaeology.nsc.ru
- Васильев Сергей Владимирович** – 119334, г. Москва, Ленинский пр., 32а, vasbor1@yandex.ru
- Васильева Ольга Николаевна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, vasilyeva@igg.uran.ru
- Вержбицкий Владимир Евгеньевич** – 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, verba@ocean.ru
- Винарский Максим Викторович** – 644110, г. Омск, ул. Тухачевского, 14, radix.vinarski@gmail.com
- Вишневская Валентина Сергеевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, valentina@ilran.ru
- Волкова Валентина Сергеевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, VolkovaVS@ipgg.nsc.ru
- Гатовский Юрий Артурович** – 199991, ГПС-1, г. Москва, Ленинские горы, 1, ustas62@bk.ru
- Герман Алексей Борисович** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, herman@ginras.ru
- Гладенков Андрей Юрьевич** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, agladenkov@ilran.ru
- Гладенков Юрий Борисович** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, gladenkov@ginras.ru
- Гладышев Сергей Анатольевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, gladyshev@archaeology.nsc.ru
- Глинских Лариса Александровна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, glor@mail.ru
- Глушанкова Нина Ивановна** – 119292, г. Москва, Ленинские горы, 1, ni.glushankova@mail.ru
- Гнибиденко Зинаида Никитична** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, gnbidenkozn@ipgg.nsc.ru
- Гой Юрий Юрьевич** – 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, gojyuriy@gmail.com
- Голл Ирина** – 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, tochilina@poi.dvo.ru
- Головнева Лина Борисовна** – 197376, г. Санкт-Петербург, ул. Проф. Попова, 2, Lina_Golovneva@mail.ru
- Горбунова Татьяна Александровна** – 644077, г. Омск-77, пр. Мира, 55а, taale@bk.ru

- Горева Наталья Валерьевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, goreva@ginras.ru
- Горячева Анна Анатольевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, GoryachevaAA@ipgg.nsc.ru
- Гражданкин Дмитрий Владимирович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, dima.grazhdankin@gmail.ru
- Григорьев С.Е.** – 677000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Кулаковского, 48, g_semen@mail.ru
- Гумерова Нина Вадимовна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, gumerovanv@yandex.ru
- Гундерина Лариса Ивановна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 10, gund@bionet.nsc.ru
- Гусельников Сергей Владимирович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 8, sgus@bionet.nsc.ru
- Гуськов Сергей Анатольевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, GusskovSA@ipgg.nsc.ru
- Гутак Ярослав Михайлович** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, GutakJaroslav@yandex.ru
- Давид Анатолий Иванович** – Республика Молдова, 2028, г. Кишинев, ул. Академией, 1, davidanatolie@gmail.com
- Данукалова Гузель Анваровна** – 450077, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2, myrte@mail.ru
- Дарьин Андрей Викторович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, ikalugin@uiggm.nsc.ru
- Дзюбас С.А.** – 664025, г. Иркутск, ул. 5-й Армии, 2, dzubas@bk.ru
- Дорж Доржнамжаа Биззуун** – Палеонтологический центр, Монгольская академия наук.
- Дымов Алексей Александрович** – 167982, г. Сыктывкар, ГСП-2, ул. Коммунистическая, 28, dumov@ib.komisc.ru
- Дьяченко Наталья Константиновна** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, tahizea@rambler.ru
- Елькин Юрий Анатольевич** – 620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51, elk@isnet.ru
- Ефимов Владимир Михайлович** – 433340, Ульяновская обл., Ульяновский р-н, с. Ундоры, ул. Школьная, 5, urm2002@mail.ru
- Жабин Александр Васильевич** – 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, Zhabin@geol.vsu.ru
- Жаков Е.Ю.** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, GusskovSA@ipgg.nsc.ru
- Жаймина Валентина Яковлевна** – 050010, Республика Казахстан, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69а, svenax@bk.ru
- Жданова Лилия Раиковна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Zhdanova@geo.komisc.ru
- Журавлев Андрей Владимирович** – г. Санкт-Петербург, Литейный пр., 39, avz_65@mail.ru
- Забелин Владимир Иванович** – 667007, Республика Тува, г. Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, zabelinvi@mail.ru
- Зайцева Елена Леонидовна** – 119991, ГСП-1, г. Москва, Ленинские горы, 1, ezaitseva@mail.ru
- Запорожец Нина Ивановна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, kodrul@ginras.ru
- Заулицкая Вероника Геннадьевна** – 644024, г. Омск, ул. Ленина, 23а, Zaulitskaya@mail.ru
- Зеленцов Сергей Викторович** – 350038, г. Краснодар, ул. Филатова, 17, vniimk-soy@yandex.ru
- Зенин Василий Николаевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, vzenin@archaeology.nsc.ru
- Злобина Ольга Николаевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, zlobina@ngs.ru
- Зольников Иван Дмитриевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, zol@uiggm.nsc.ru
- Зонова Татьяна Дмитриевна** – г. Санкт-Петербург, Литейный пр., 39, ins@vniigri.spb.ru
- Иванов Александр Олегович** – 199178, г. Санкт-Петербург, 16-я линия, 29, alexander.o.ivanov@gmail.com, IvanovA-Paleo@yandex.ru
- Иванова Римма Михайловна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, ivanovarm@igg.uran.ru
- Иванова Елена Дямильевна** – 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7, ivanova@tig.dvo.ru
- Иванова Татьяна Арнольдовна** – 49044, Украина, г. Днепрпетровск, пр. К. Маркса, 36, ivanovatatyana@rambler.ru, harry7@rambler.ru
- Иванцов Андрей Юрьевич** – 117321, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, ivancov@paleo.ru
- Изох Надежда Георгиевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, IzokhNG@ipgg.nsc.ru
- Ильина Наталья Валерьевна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, ilyina@geo.komisc.ru
- Исаев Георгий Дмитриевич** – 630071, г. Новосибирск, ул. Фасадная, 18-2, sibgeonaft@mail.ru
- Исакова Татьяна Николаевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, isakova@ginras.ru
- Калмыков Николай Петрович** – 344006, г. Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41, kalm@mmbi.krinc.ru, nik_kalmykov@mail.ru
- Калугин Иван Александрович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, ikalugin@uiggm.nsc.ru
- Каныгин Александр Васильевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, KanyginAV@ipgg.nsc.ru
- Каримова Людмила Алексеевна** – 220141, Республика Беларусь, г. Минск, ул. Купревича, 7, karimova@igig.org.by
- Кассал Борис Юрьевич** – 644110, г. Омск, ул. Тухачевского, 14, BYKassal@mail.ru
- Катохин Алексей Вадимович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 10, katokhin@bionet.nsc.ru
- Кирикович Светлана Сергеевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 10, svetak@bionet.nsc.ru
- Кирилишина Елена Михайловна** – 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, conodont@mail.ru
- Клементьев Алексей Михайлович** – 664074, г. Иркутск, ул. Игошина, 4, каб. 103, klem-al@ngs.ru
- Князев Валерий Георгиевич** – 677000, г. Якутск, пр. Ленина, 39, knyazev@diamond.ysn.ru
- Козлов Вячеслав Иванович** – 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, puchkv@anrb.ru
- Козырев А.С.** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, filinov@crust.irk.ru
- Ковешников Александр Евгеньевич** – 634055, г. Томск, пр. Академический, 3, kovesha@mail.ru
- Кокатюхина Наталья Сергеевна** – 634027, г. Томск, пр. Мира, 72, kokatyukhinans@tomsk.nipineft.ru
- Колесников Антон Владимирович** – 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, ant9100@yandex.ru
- Коломиец Владимир Леонидович** – 670047, Бурятия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, kolom@gin.bscnet.ru
- Колосов Петр Николаевич** – 677980, г. Якутск, пр. Ленина, 39, p_kolosov@diamond.ysn.ru
- Комаров Владимир Николаевич** – 117873, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, komarovmgri@mail.ru, grf@msgra.ru

- Комарова Людмила Алексеевна** – 659300, г. Бийск, ул. Советская, 11, sciaridae@yandex.ru
- Коновалова Виктория Александровна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, konovalova@ggf.tsu.ru
- Конторович Алексей Эмильевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, KontorovichAE@ipgg.nsc.ru
- Коржнев Виктор Николаевич** – 659300, г. Бийск, ул. Советская, 11, viktorkorzhev@mail.ru
- Корнилова Татьяна Александровна** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, stan@crust.irk.ru
- Коровников Игорь Валентинович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, KorovnikovIV@ipgg.nsc.ru
- Коростовский Роман Александрович** – 672000, г. Чита, ул. Горького, 28, rk_rk@mail.ru
- Костеша Ольга Николаевна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, kostesha@ggf.tsu.ru
- Котельников Алексей Дмитриевич** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, geokart@ggf.tsu.ru
- Кравчук Анна Олеговна** – 65026, Украина, г. Одесса, ул. Дворянская, 2, aokravchuk@gmail.com
- Кравчук Олег Петрович** – 65058, Украина, г. Одесса, Шампанский пер., 2, opravchuk@rambler.ru
- Краснов Виктор Иванович** – 630091, г. Новосибирск, Красный пр., 67
- Краюшкин Алексей Вячеславович** – 117997, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, ragozina@paleo.ru
- Ксенева Татьяна Георгиевна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, kseneva@ggf.tsu.ru
- Кузьмин Ярослав Всеволодович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, kuzmin@fulbrightmail.org
- Кузьмина Ольга Борисовна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3
- Кульков Николай Петрович** – 630091, г. Новосибирск, Красный пр., 67, plg@sniiggims.ru
- Кутыгин Руслан Владимирович** – 677000, г. Якутск, пр. Ленина, 39, kutygin@diamond.ysn.ru
- Кучева Надежда Александровна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, kuceva@igg.uran.ru
- Лазарев Петр Алексеевич** – 677000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Кулаковского, 48, plazarev@yandex.ru
- Лаухин Станислав Алексеевич** – 625026, г. Тюмень, ул. Малыгина, 86 (организация), 117292, г. Москва, Нахимовский пр., 50, кв. 101 (контактный адрес), valvolgina@mail.ru
- Лбова Людмила Валентиновна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, Lbova@archaeology.nsc.ru
- Лебедева Наталья Владимировна** – 660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 79, fidelika@bk.ru
- Левитес Евгений Владимирович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 10, levites@bionet.nsc.ru
- Левчук Людмила Константиновна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, LevchukLK@ipgg.nsc.ru
- Летунова Полина Павловна** – 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1, letunova@igc.irk.ru
- Лещинский Сергей Владимирович** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, sl@ggf.tsu.ru
- Линкина Лариса Игоревна** – 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, Larisa.Linkina@ksu.ru
- Литвинова Татьяна Валентиновна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, Litvinova-geo@rambler.ru
- Лялюк Ксения Павловна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, kostesha@ggf.tsu.ru
- Лящевская Марина Сергеевна** – 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7, lyshevskay@mail.ru
- Макаренко Светлана Николаевна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, s.makarenko@ggf.tsu.ru
- Максимова Евгения Николаевна** – 664053, г. Иркутск, ул. Нижняя Набережная, 6, evgen_max@list.ru
- Малёнкина Светлана Юрьевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, maleo@mail.ru
- Манцурова Валентина Николаевна** – 400078, г. Волгоград, пр. Ленина, 96, VMantsurova@lukoilvmn.ru
- Маринов Владимир Аркадьевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, MarinovVA@ipgg.nsc.ru, marinov_v@ngs.ru
- Марков Александр Владимирович** – 117997, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, markov_a@inbox.ru
- Мартынович Николай Васильевич** – 660049, г. Красноярск, ул. Дубровского, 84, museum@krsk.ru, martynovichn@mail.ru
- Марусин Василий Валерьевич** – 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Marussin.Vas@gmail.com
- Марченко-Вагапова Татьяна Ивановна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, timarchenko@mail.ru
- Маслов Андрей Викторович** – 620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., д. 7, Maslov@igg.uran.ru
- Мащук Ирина Михайловна** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, samaropsis@yandex.ru
- Мезенцева Ольга Петровна** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, MesentsevaOP@yandex.ru
- Мелёдина Светлана Владимировна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, AlifirovAS@ipgg.nsc.ru
- Мельник Ольга Алексеевна** – 677000, г. Якутск, пр. Ленина, 39, knyazev@diamond.ysn.ru
- Мизенс Аниита Гунаровна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер. 7, MizensAG@igg.uran.ru
- Мизенс Гунар Андреевич** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, mizens@igg.uran.ru
- Мизенс Лариса Ивановна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, MizensAG@igg.uran.ru
- Минина Ольга Романовна** – 670047, Бурятия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, yaksha@rambler.ru
- Михайлова Елена Дмитриевна** – г. Санкт-Петербург, 21-я линия, 2, edmich@smpi.ru
- Молостовская Ия Ивановна** – 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, MolostI@yandex.ru
- Мотузко Александр Николаевич** – 220050, Беларусь, г. Минск, пр. Франциска Скорины, 4, Motuzko@land.ru
- Мурзинцева Александра Евгеньевна** – 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 8, muzeysbc@yandex.ru, masash@inbox.ru
- Мусатов Владимир Александрович** – 410600, г. Саратов, ул. Московская, 70, vamusatov@nvniigg.san.ru
- Надлер Юрий Сергеевич** – 654027, г. Новокузнецк, пр. Пионерский, 20, vs@nvkz.net
- Наговицын Константин Евгеньевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, NagovicinKE@ipgg.nsc.ru
- Новожилова Наталья Валентиновна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, NovozhilovaNV@ipgg.nsc.ru
- Обрезкова Мария Сергеевна** – 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, obrezkova@poi.dvo.ru
- Орлова Любовь Александровна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, orlova@uiggm.nsc.ru
- Осипова Евгения Михайловна** – 450077, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, myrte@mail.ru
- Паньков Николай Николаевич** – 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15, zoinv@psu.ru

- Папин Юрий Семенович** – 625000, г. Тюмень, ул. Володарского, 38, yuripapin@mail.ru
- Параев Владислав Васильевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, paraev@uiggm.nsc.ru
- Паскару Виорика Николаевна** – 2028, Республика Молдова, г. Кишинев, ул. Академией, 1, pascaruvioriga@gmail.com
- Пекарская Ксения Олеговна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, sushi@mail2000.ru
- Переогодов Леонид Григорьевич** – 630091, г. Новосибирск, Красный пр., 67, plg@ace.ru, plg@sniiggims.ru
- Первушов Евгений Михайлович** – 410071, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, pervushovem@mail.ru
- Пещевская Екатерина Борисовна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru
- Плетнев Сергей Павлович** – 690041, г. Владивосток, Балтийская, 43, pletnev@poi.dvo.ru
- Плотников Валерий Валерьевич** – 677000, Республика Саха (Якутия), г. Якутск, ул. Кулаковского, 48, mammutus@mail.ru
- Подобина Вера Михайловна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, podobina@ggf.tsu.ru
- Полковникова Елена Валентиновна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, palcenter@ggf.tsu.ru
- Попов Андриан Васильевич** – 199178, г. Санкт-Петербург, 16-я линия, 29, borissenkov@mail.ru
- Пороховниченко Любовь Георгиевна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, paleomuz@ggf.tsu.ru
- Постников Анатолий Александрович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, postnikovaa@ipgg.nsc.ru
- Птицын Алексей Борисович** – 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, aleksei_pticyn@mail.ru
- Пучков Виктор Николаевич** – 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, puchkv@anrb.ru
- Пшенева О.Ю.** – 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, psheneva@poi.dvo.ru
- Рагозина Алла Леонидовна** – 117997, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, akrau@paleo.ru
- Раскатова Марина Георгиевна** – 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, kig207@geol.vsu.ru
- Ратников Вячеслав Юрьевич** – 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, vratnik@yandex.ru
- Рековец Леонид Иванович** – 51651, Poland, Wroclaw, ul. Pauczcha, 5/7, m. 510, leonid.rekovets@up.wroc.pl
- Репин Владимир Евгеньевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 8, ver@niboch.nsc.ru;
- Решетова Светлана Александровна** – 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, SRescht@mail.ru
- Рогов Владимир Игоревич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, brandmaster_nsk@mail.ru, rogovvi@ipgg.nsc.ru
- Рогов Михаил Алексеевич** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, rogov_m@rambler.ru
- Родыгин Сергей Александрович** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, rodygin@ggf.tsu.ru
- Рубан Дмитрий Александрович** – 344056, г. Ростов-на-Дону, а/я 7333, ruban-d@mail.ru
- Русанов Геннадий Григорьевич** – 659370, Алтайский край, Бийский район, с. Малоенисейское, ул. Советская, 15, garse@mail.biysk.ru
- Рыбалко Андрей Геннадьевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, anui1@yandex.ru, rybalko@archaeology.nsc.ru
- Рыбин Евгений Павладьевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 17, rybin@archaeology.nsc.ru
- Рыкова Валентина Викторовна** – 630200, г. Новосибирск, ул. Восход, 15, onbryk@spsl.nsc.ru
- Рычкова Ирина Владимировна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, Irina.rychkova@mail.ru
- Рябинкина Надежда Николаевна** – 167982, ГСП-2, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, ryabinkina@geo.komisc.ru
- Савельева Юлия Николаевна** – 192019, г. Санкт-Петербург, ул. Книпович, 11, корп. 2, sova69@rambler.ru
- Савина Наталия Ивановна** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, savina@ggf.tsu.ru
- Савинова Валентина Владимировна** – 670047, Бурятия, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, kolom@gin.bsnet.ru
- Саченко Татьяна Филипповна** – 220141, Республика Беларусь, г. Минск, ул. Купревича, 7, karimova@igig.org.by
- Селькова Людмила Анатольевна** – 167982, ГСП-2, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, laselkova@geo.komisc.ru
- Сеников Андрей Герасимович** – 117997, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, sennikov@paleo.ru
- Сеников Николай Валерианович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, sennikovnv@ipgg.nsc.ru
- Сериков Юрий Борисович** – 622031, Свердловская обл., г. Нижний Тагил, ул. Красногвардейская, 57, u.b.serikov@mail.ru
- Сизов Александр Васильевич** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, AlpineFox@ya.ru
- Силантьев Владимир Владимирович** – 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, Vladimir.Silantiev@ksu.ru
- Сиротин Виктор Иванович** – 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, ogg@geol.vsu.ru
- Смокотина Ирина Владимировна** – 660020, г. Красноярск, ул. Березина, 3д, smokotina@list.ru
- Снегин Эдуард Анатольевич** – 308015, г. Белгород, ул. Победы, 85, Snegin@bsu.edu.ru
- Снежкова С.А.** – 690069, г. Владивосток, ул. Октябрьская, 27, geo@deans.dvgu.ru
- Соколов Борис Сергеевич** – 117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, 123
- Соколова Екатерина Алексеевна** – 117997, г. Москва, Нахимовский пр., 36, sokolova@ocean.ru
- Соколова Любовь Вячеславовна** – 167982, ГСП-2, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, sokolova@geo.komisc.ru
- Сосновская Ольга Владимировна** – 660020, г. Красноярск, ул. Березина, 3д, sosnov51@yandex.ru, geolotdel@krasgeolsjemka.ru
- Станевич Аркадий Михайлович** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, stan@crust.irk.ru
- Старин Дмитрий Александрович** – 49044, Украина, г. Днепропетровск, пр. К. Маркса, 36
- Старова Ольга Сергеевна** – 614600, г. Пермь, ул. Букирева, 15, zooinv@psu.ru
- Степанова Татьяна Ивановна** – 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7, stepanova@igg.uran.ru
- Сукачева Ирина Дмитриевна** – 117997, г. Москва, Профсоюзная ул., 123, lab@palaeontomolog.ru
- Сунгатуллина Гузель Марсовна** – 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 4, Guzel.Sungatullina@ksu.ru
- Сухов Евгений Евгеньевич** – 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 4, soukhov@hitv.ru
- Таланов Валерий Михайлович** – 346400, Ростовская обл., г. Новочеркасск, ул. Просвещения, 132, valtanov@mail.ru
- Таранин Александр Владимирович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 8, sgus@bionet.nsc.ru

- Татьянин Геннадий Михайлович** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, gmt@mail.tsu.ru
- Твердохлебов Валентин Петрович** – 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, surkovmv@info.sgu.ru, galtver@yandex.ru
- Твердохлебова Галина Ивановна** – 410012, г. Саратов, ул. Астраханская, 83, surkovmv@info.sgu.ru, galtver@yandex.ru
- Тесакова Екатерина Михайловна** – 199992, г. Москва, Воробьевы горы, ostrason@rambler.ru
- Тетерина Ирина Ивановна** – 654027, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, пр. Пионерский, 13, fgg@nvkz.net
- Терлеев Александр Анатольевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, terleeva@ipgg.nsc.ru
- Тимохин Александр Владиленинович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, TimokhinAV@ipgg.nsc.ru
- Тимошина Ирина Дмитриевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, TimoshinaID@ipgg.nsc.ru
- Токарев Дмитрий Александрович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, tokarevda@ipgg.nsc.ru
- Толоконникова Зоя Александровна** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, zalatoi@yandex.ru
- Точилиная Светлана Викторовна** – 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, tochilina@poi.dvo.ru
- Тюткова Любовь Анатольевна** – Республика Казахстан, г. Алматы, пр. Аль-Фараби, 93, Tyutkova@mail.ru
- Удодов Юрий Вадимович** – 654051, Кемеровская обл., г. Новокузнецк, ул. Кузнецова, 6, MesentsevaOP@yandex.ru
- Урман Ольга Сергеевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, dzyuba@ipgg.nsc.ru
- Устинова Мария Алексеевна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, ustinoва_masha@mail.ru
- Фарносова Татьяна Александровна** – 625000, г. Тюмень, ул. Володарского, 38, farntatyana@yandex.ru
- Филинов Иван Анатольевич** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, filinov@crust.irk.ru
- Фролов Андрей Олегович** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, frolov88-21@yandex.ru
- Хабидуллина Рафия Ахатовна** – 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Raliya28@gmail.com
- Хазина Ирина Владимировна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, KhazinaIV@ipgg.nsc.ru
- Хафаева Светлана Николаевна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, khafaevasn@ipgg.nsc.ru
- Чадов Борис Фёдорович** – 630090, г. Новосибирск, пр. Лаврентьева, 10, chadov@bionet.nsc.ru
- Черепанов Геннадий Олегович** – 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, cherepanov-go@mail.ru
- Шанина Светлана Николаевна** – 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Shanina@geo.komisc.ru
- Шмидт Ирина Викторовна** – 644077, г. Омск, пр. Мира, 55а, rebew@rambler.ru
- Шпанский Андрей Валерьевич** – 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, shpansky@ggf.tsu.ru
- Шуль Вера Григорьевна** – 394006, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, kig207@geol.vsu.ru
- Шуклина Александра Сергеевна** – 690022, г. Владивосток, пр. 100-летия Владивостока, 159, alexa25rus@gmail.com
- Шурыгин Борис Николаевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, shurygin@ipgg.nsc.ru
- Щербаненко Татьяна Александровна** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, ShcherbanenkoTA@ipgg.nsc.ru
- Щетников Александр Александрович** – 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, filinov@crust.irk.ru
- Цымбалюк Зоя Николаевна** – 01601, Украина, г. Киев, ул. Терещенковская, 2, palynology@ukr.net
- Цой Ира Борисовна** – 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43, tsoy@poi.dvo.ru
- Эфендиева Малахат Алипаша кызы** – AZ 1143, Азербайджан, г. Баку, пр. Г. Джавида, 29а, m.efendiyeva@gia.ab.az, m.efen-diyeva@mail.ru
- Юрина Алевтина Львовна** – 119899, г. Москва, Университетская пл., 1, jurina@geol.msu.ru
- Ядренкин Андрей Витальевич** – 630090, г. Новосибирск, пр. Ак. Коптюга, 3, YadrenkinAV@ipgg.nsc.ru
- Яковлев Анатолий Германович** – 450000, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. Октябрьской Революции, 3а, tiy2@yandex.ru
- Яковлева Алина Игоревна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, iakovl@yahoo.com
- Яковлева Татьяна Ивановна** – 450000, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. Октябрьской Революции, 3а, tiy2@yandex.ru
- Ямских Галина Юрьевна** – 660049, г. Красноярск, ул. А. Лебедевой, 89, Yamskikh@mail.ru
- Ярошенко Ольга Павловна** – 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7, dinoflag@ok.ru
- Яценко Ирина Германовна** – 634021, г. Томск, пр. Академический, 4, sric@ipc.tsc.ru
- Dulic Ivan** – 21000 Novi Sad Serbia, Narodnog fronta 12, dulici@neobee.net
- Billia Emmanuel M.E.** – via Bacchiglione 3, 00199 Roma, Italia, e.billia@libero.it, eme.billia@alice.it
- Carmelo Petronio** – p.le Aldo Moro 5, 00185 Roma, carmelo.petronio@uniroma1.it
- Luca Pandolfi** – p.le Aldo Moro 5, 00185 Roma, l.pandolfi@yahoo.it
- Davydov Vladimir** – 1910 University Drive, Boise, ID, 83725, USA, vdavydov@boisestate.edu
- Joseph G. Carter** – North Carolina, U.S.A., treatise@unc.edu
- Jiri Kvaček** – Prague, Vaclavské nám. 68, 115 79, Praha 1, Czech Republic, jiri.kvacek@nm.cz
- Robert A. Spicer** – 8 Keynes, MK7 6AA, UK; r.a.spicer@open.ac.uk
- V. Panizzo** – Gower Street, WC1E 6BT, UK.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-------------------	---

Секция 1. ПРОБЛЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ И СИСТЕМАТИКИ ВЫСШИХ ТАКСОНОВ

Древняя жизнь и геологическое время	
Соколов Б.С.	5
Общая стратиграфическая шкала в свете последних решений международной комиссии по стратиграфии	
Гладенков Ю.Б.	8
Семейство сциарид (Diptera: Sciaridae) как индикатор эволюционных процессов	
Комарова Л.А.	9
Взаимосвязь альфа-разнообразия сообществ и темпов появления новых родов в эволюции морской биоты фанерозоя	
Марков А.В., Бондарев А.А., Винарский М.В.	11
Упорядочение систематики – основной путь к решению проблем реконструкции эволюционной истории ископаемых организмов	
Молостовская И.И.	14
Экологические предпосылки к освоению текучеводных местообитаний раннепермскими гриллоблаттидами (Insecta, Grylloblattida)	
Паньков Н.Н.	16
Био-систематика органического мира на высших четырех иерархических уровнях	
Папин Ю.С.	19
Субъективизм в таксономическом определении неморских двустворок	
Папин Ю.С., Фарносова Т.А.	23
История биологической направленности как функция единого космического механизма	
Параев В.В., Еганов Э.А.	25
Проблемы эволюции в аспекте галацентрической парадигмы	
Параев В.В., Еганов Э.А.	28
Вид и видообразование организмов (на примере фораминифер)	
Подобина В.М., Ксенева Т.Г., Татьянин Г.М.	32
Закономерности саморазвития биосферы	
Попов А.В.	34
К проблеме происхождения стигобионтных бокоплавов <i>Crangonyx chlebnikovi</i> Borutzky, 1928 (Crustacea, Amphipoda)	
Старова О.С., Паньков Н.Н.	37
Новая система неморских двустворчатых моллюсков позднего палеозоя	
Силантьев В.В., Дж. Картер	40
Spmellaria – новый тип Radiolaria	
Точилина С.В., Голл И.	41
К эволюции спиральных Spmellaria миоценовой эпохи Японского желоба	
Точилина С.В., Василенко Л.Н.	48
Дарвиновский отбор: способ производства новых видов или перманентное состояние материи?	
Чадов Б.Ф.	53
Происхождение черепах – нерешенная проблема палеонтологии	
Черепанов Г.О.	56
Взаимосвязь изменений численности видов морских животных, цикличности образования биогенного кислорода и углеводородов в фанерозое	
Ященко И.Г., Полищук Ю.М.	58

Секция 2. ИЗМЕНЕНИЕ ФАКТОРОВ СРЕДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ БИОТ

Основные этапы развития фораминифер в девоне на Урале	
Анфимов А.Л.	61
Палеобиогеографические эффекты в истории развития и расселения ископаемых фаун радиоларий	
Афанасьева М.С., Амон Э.О.	63
Сценарий волнового распространения эволюционных инноваций радиоларий	
Афанасьева М.С., Амон Э.О.	66
Развитие растительности юго-восточного Забайкалья в голоцене	
Базарова В.Б., Мохова Л.М.	70
Эволюция метабиосферы в раннем – среднем палеозое во взаимосвязи с галактическими и планетарными событиями (северо-восток Евразии)	
Баранов В.В.	72
Возможные причины глобальных изменений среды обитания биоты и их роль в эволюции Земли	
Баренбаум А.А., Литвинова Т.В.	74

Тимано-Североуральские пентамериды (Brachiopoda) раннего палеозоя Безносова Т.М.	77
Географические циклы как основа этапности развития среды и эволюции биоты Бейзель А.Л.	78
Климатические условия в плиоцене Южного Приморья (Дальний Восток, Россия) по данным палеоэкологии Бондаренко О.В., Блохина Н.И.	80
О гидротермальном аспекте проблемы эволюции жизни (на примере птиц) Забелин В.И.	84
Факторы среды и связанные с ними изменения сообществ фузулиид и водорослей среднего карбона Урала Иванова Р.М.	87
Биофации конодонтов и микрофации карбонатных пород на рубеже франского и фаменского веков (поздний девон) на территории Воронежской антеклизы (Восточно-Европейская платформа, Россия) Кирилина Е.М., Карпова Е.В., Кононова Л.И.	90
Изменения факторов среды при формировании отложений тартаасской серии девона Ньюольского структурно-фациального района Западно-Сибирской равнины Ковешников А.Е.	93
Распределение сообществ бентосных фораминифер северо-западного шельфа Черного моря с учетом многофакторного влияния среды Кравчук А.О.	96
Эволюция и кризисы в геологической истории земной коры Краснов В.И.	99
Evolution and Crises in geological history of the Earth's Crust Krasnov V.I.	103
Развитие почвенно-растительного покрова островных экосистем в позднем голоцене (малые острова залива Петра Великого, Японское море) Лящевская М.С., Киселева А.Г., Родникова И.М., Пшеничникова Н.Ф.	106
Развитие поздне меловой биоты планктонных фораминифер в Мексикано-Карибском регионе Соколова Е.А.	109
Палеобиоценозы среднего и позднего рифея в стратотипе Южного Урала Станевич А.М., Козлов В.И., Пучков В.Н., Корнилова Т.А.	113
Роль среды в кризисном изменении биоты на рубеже палеозоя и мезозоя на юго-востоке Восточно-Европейской платформы Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И.	114
Палиноморфологические особенности рода <i>Rhinanthus</i> L., 1753 Цымбалюк З.Н.	117
Пыльца цикадофитов и гинкговых как показатель климатических изменений раннего мела Шуклина А.С.	120
Воссоздание палеогеографической обстановки и формирование майкопских отложений на территории Азербайджана на основании системного анализа Эфендиева М.А.	121
Секция 3. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МОЛЕКУЛЯРНЫЕ ОСНОВЫ ЭВОЛЮЦИИ	
Модель структурных преобразований белков внутренней жидкой среды организма в эволюции <i>Pisces</i> Андреева А.М.	125
Состав аминокислот органического вещества пород как возможное отражение эволюции состава живой материи Анищенко Л.А., Шанина С.Н.	128
Эволюция районов ITS1 и ITS2 локуса rDNA в роде <i>Chironomus</i> (Diptera, Chironomidae) Гундерина Л.И., Катохин А.В.	131
Эволюция рецепторов иммунной системы: FcR, KIR и CD2 семейства позвоночных Гусельников С.В., Таранин А.В.	133
Эволюционная роль полиплоидной рекомбинации генома цветковых растений (Сообщение I) Зеленцов С.В.	137
Спонтанная полиплоидная рекомбинация генома культурной сои <i>Glycine max</i> (L.) Merrill как пример формообразовательных процессов в эволюции цветковых растений (Сообщение II) Зеленцов С.В., Мошненко Е.В.	139
Роль эпигенетической изменчивости в эволюции растений Кирикович С.С., Левитес Е.В.	142
Углеводороды-биомаркеры заонежской свиты (PR ₁) в Карелии Конторович А.Э., Тимошина И.Д., Парфенова Т.М., Постников А.А.	144
Структурно-функциональные особенности генома, влияющие на эпигенетическую изменчивость и эволюцию растений Левитес Е.В.	147
К вопросу о «генетической революции» в адвентивных колониях животных Снегин Э.А.	150

Сравнительный анализ структурной организации двойных спиралей биоорганических молекул и неорганических кристаллов Таланов В.М., Киной Р.И., Иванов В.В.	150
---	-----

Секция 4. ДРЕВНЯЯ ЖИЗНЬ (ДОКЕМБРИЙ И РАННИЙ КЕМБРИЙ)

Фитолиты осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента Анисимова С.А.	154
Phytoliths of the baikal group in southern Siberia Anisimova S.A., Gelety N.K., Gorina O.V.	156
Основные тенденции в эволюции макроводорослевых биот в поздневендское время Быкова Н.В.	157
Макростатки скелетных организмов из раннего кембрия арктической Сибири Гой Ю.Ю., Гражданкин Д.В.	160
Древнейшие экосистемы суши Гражданкин Д.В., Маслов А.В.	164
Биогенные формы раннего докембрия как индикаторы границы архея и протерозоя Жабин А.В., Жабин В.А.	167
Udokania: метакристаллы или древнейшие Metazoa? Колесников А.В.	169
The skeleton acquisition by animals for the first time on the earth as a result of the combination of numerous factors and events Kolosov P.N.	172
Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах Литвинова Т.В.	174
Макроэволюционные сдвиги в процессе становления макроводорослевой биоты венда Марусин В.В.	177
Макроскопические остатки <i>Horodyskia</i> из отложений рифея Оленекского поднятия Сибири Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Кочнев Б.Б.	179
Динамика таксономического разнообразия мелкораквиной фауны в нижнем кембрии юго-востока Сибирской платформы Новожилова Н.В.	183
Баратальская серия (свита) курайской зоны Горного Алтая: тектонически совмещенные разновозрастные карбонатные породы Постников А.А., Буслов М.М., Терлеев А.А., Токарев Д.А., Тесаков Ю.И., Дубатовов В.Н.	185
Вендо-кембрийская биота запада Монголии Рагозина А.Л., Доржнамжаа Д., Краюшкин А.В., Серезникова Е.А., Энхбаатар Б.	187
Древнейшие инфауновые сообщества Рогов В.И.	191
К проблеме возникновения жизни на Земле Сиротин В.И.	194
Невландиевая биота (географическое и стратиграфическое распространение) Сосновская О.В.	196
Биологическая интерпретация микрофоссилий среднего рифея Оленекского и Уджинского поднятий Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А.	199
Клоудины таржальской свиты (поздний венд – ранний кембрий) Кузнецкого Алатау Терлеев А.А., Сосновская О.В., Токарев Д.А.	202
Проблематичные микроорганизмы в мидалинах эффузивных пород туматтайгинской свиты нижнего кембрия на Кызыл-Таштыгском рудном поле (Восточная Тыва) Терлеев А.А., Симонов В.А., Токарев Д.А., Ступаков С.И., Каныгин А.В.	205

Секция 5. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРСКОГО ПАЛЕОЗОЯ

Процессы кальцитизации и окремнения органических составов в карбонатных породах палеозоя и их влияние на изменение пустотного пространства Андрющенко О.З., Федоров А.И.	208
Распространение сообществ цианобионт, водорослей и брахиопод – основных организмов-продуцентов в раннефаменском Припятском палеобассейне Антипенко С.В., Саченко Т.Ф.	210
Палеозойские и мезозойские гидроидные полипы: первичные центры возникновения и особенности расселения Богоявленская О.В., Елькин Ю.А.	213
Таксономическое разнообразие граптолитов в ордовикском палеобассейне Горного Алтая Буколова Е.В.	215
Биота пермских морей Северо-Восточной Азии Бяков А.С.	218

Фаунистическое обоснование времени заложения межгорных прогибов Алтае-Саянской складчатой области Васильев Б.Д., Гумерова Н.В., Мезенцева О.П.	220
Развитие рода <i>Polygnathus</i> (конодонты) в фаменском бассейне Большого Каратау (Южный Казахстан) Гатовский Ю.А.	222
Биостратиграфия верхнего карбона по конодонтам Горева Н.В.	225
Юргинская свита (фаменский ярус) северного обрамления Кузбасса (палеонтологический феномен) Гутак Я.М., Толоконникова З.А.	228
Late Paleozoic warm-water foraminifera diversity dynamics and climate Davydov Vladimir	231
Кораллы <i>Tabulata</i> стратотипического разреза даянской свиты (поздний эмс) юго-востока Горного Алтая Дьяченко Н.К.	234
Фораминиферовые комплексы верхов серпуховского – низов башкирского яруса Большого Каратау (Казахстан) Жаймина В.Я.	237
Темпы и закономерности морфогенеза в различных ветвях позднепалеозойских конодонтов Журавлёв А.В.	240
Фораминиферы пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов Прикаспийской впадины Зайцева Е.Л.	242
Новые пластинокожные рыбы из девона Мицусы Иванов А.О.	245
Позднедевонские конодонты западно-сибирской геосинеклизы и ее складчатого обрамления Изох Н.Г., [Елкин Е.А.]	247
Этапность развития табулятоморфных кораллов западно-сибирской палеобиогеографической провинции Исаев Г.Д.	249
Род <i>Fusiella</i> Lee et Chen, 1930 и его стратиграфический потенциал на нижней границе касимовского яруса международной стратиграфической шкалы Исакова Т.Н.	251
Трилобиты нижнего и низов среднего кембрия Хараулахских гор (северо-восток Сибирской платформы, Чекуровская антиклиналь) Коровников И.В.	254
Брахипода <i>Radiomena irregularis</i> (Roemer, 1844) из среднего девона Салаира Кульков Н.П.	258
Новый взгляд на возраст керлегешских и сафоновских слоев среднего девона Салаира по брахиподам Кульков Н.П., Перегудов Л.Г.	261
Находка раннедевонских (позднеэмских) брахипод на западе Западно-Сибирской равнины и ее значение для палеогеографии Кульков Н.П., Перегудов Л.Г.	265
История развития пермских аммонойд Верхоянья Кутыгин Р.В.	267
Распространение брахипод в отложениях турне – нижнего визе юга Западной Сибири Кучева Н.А.	270
Микрофоссилии из отложений нижнего кембрия Кузнецкого Алатау Макаренко С.Н., Котельников А.Д.	272
Биостратиграфия чузикской свиты девона центральной части Западной Сибири Макаренко С.Н., Савина Н.И., Родыгин С.А.	276
Динамика видового разнообразия трепостомид (мшанки) позднеживетско-франских бассейнов Алтае-Саянской складчатой области Мезенцева О.П.	282
Трепостомиды (мшанки) ниже-среднедевонских отложений бассейна верховий р. Чарыша (Горный Алтай) Мезенцева О.П., Удодов Ю.В.	284
Брахиподы верхнефранских-нижнефаменских отложений Урала и окраин Кузнецкого бассейна Мизенс А.Г., Мизенс Л.И.	287
Условия образования и биостратиграфия позднедевонско-раннекаменноугольных отложений юга Западной Сибири Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Иванова Р.М., Кучева Н.А., Мизенс Л.И.	290
Эколого-фациальные сообщества прижидольских остракод (поздний силур) южного Тянь-Шаня Михайлова Е.Д.	293
Двустворки грамотенинской свиты Кузнецкого бассейна Папин Ю.С., Устьянцева О.Ю.	296
Пелагическая биоиндексация палеозойских обстановок осадконакопления Палеоазиатского океана и его шельфовых морей Сенников Н.В.	301
Лландоверийские конодонты разреза Кожым-109 (западный склон Приполярного Урала) Соколова Л.В.	304
Микропалеонтологическая характеристика отложений верхнего девона – нижнего карбона юга Западной Сибири Степанова Т.И.	306

Бактерии пермских фораминифер	
Сухов Е.Е.	309
Трилобиты и биостратиграфия стратотипа баксанского горизонта Сибирской платформы	
Тимохин А.В.	312
Таксономическое разнообразие табулят и гелиолитид мамонтовского горизонта северо-восточного Салаира	
Хабибуллина Р.А.	314
Аминокислоты в раннепалеозойских брахиоподах европейского Северо-Востока	
Шанина С.Н., Безносова Т.М.	316
Сравнительный анализ комплексов брахиопод эмса Салаира и Южного Тянь-Шаня	
Щербаненко Т.А.	319

Секция 6. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРСКОГО МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

Фауна мелководных фаций тарханского региояруса Южной Украины (нижний миоцен)	
Барг И.М., Иванова Т.А., Бондарь О.В., Старин Д.А.	322
Радиолярии волжского яруса и нижнего берриаса разреза Нордвик (север Средней Сибири)	
Брагин Н.Ю.	324
Радиолярии из аноксийного горизонта пограничных слоев сеномана и турона горы Сель-Бухра (Горный Крым, Украина)	
Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.	327
Литолого-палеонтологическая характеристика отложений баженовской свиты на территории Сургутско-Салымского свода (Западная Сибирь)	
Важенина О.А.	329
Зональное расчленение по диноцистам и наннопланктону палеогена Прикаспийской впадины	
Васильева О.Н., Мусатов В.А.	330
К вопросу о распространении рода <i>Euchitonia</i> Ehrenberg, 1860 (Radiolaria) в мелу и ревизии его видов	
Вишневская В.С.	333
Положение диатомовой флоры в кайнозойских морских экосистемах бореальных бассейнов	
Гладенков А.Ю.	337
Проблемы детального расчленения морских отложений	
Гладенков Ю.Б.	339
Фораминиферы верхнего келловея – нижнего оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье)	
Глинских Л.А.	341
Первая валидная находка остатков ихтиозавра в среднем триасе Северной Сибири	
Ефимов В.М., Рогов М.А., Худoley К.М., Вержбицкий В.Е., Тучкова М.И., Здобин Д.Ю.	343
Темпы и закономерности морфогенеза в различных ветвях позднепалеозойских конодонтов	
Журавлев А.В.	346
Взаимосвязь морфологических признаков и гетерохронный параллелизм в природе меловых иноцерамид	
Зонова Т.Д.	348
Бентосная микрофауна в четвертичных осадках впадины Дерюгина (на примере скв. <u>So 178-78</u>, Охотское море)	
Иванова Е.Д.	350
Верхнемеловые комплексы фораминифер Оршанской впадины	
Каримова Л.А.	353
Основные этапы морфогенеза позднебятских аммонитов подсемейства <i>Cadoceratinae</i>	
Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В.	355
Сиквент-стратиграфическая модель верхнеюрских отложений на примере Тагайского месторождения Западной Сибири	
Кокатюхина Н.С.	357
О некоторых результатах изучения структуры ринхолитов	
Комаров В.Н.	360
Палеоэкология кампан-маастрихтских фораминифер Западной Сибири	
Ксенева Т.Г., Ксенева Е.И.	361
Кимериджские комплексы фораминифер Шаимского района (Западная Сибирь)	
Левчук Л.К.	365
Бактериально-водорослевые комплексы и конкрециеобразование	
Малёнкина С.Ю.	368
Планктонные фораминиферы надсемейства <i>Heterohelicea</i> Cushman верхнего мела Западной Сибири	
Маринов В.А.	371
К системе подсемейства <i>Narroseratinae</i> (Ammonoidea)	
Мельник О.А., Князев В.Г.	376
Изменение микробиоты на границе дания – зеландия и корреляция пограничных даний-зеландских отложений в Прикаспийской впадине	
Мусатов В.А., Васильева О.Н.	378
Диатомовая флора голоценовых осадков шельфовой зоны моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей	
Обрезкова М.С.	381

Проявления бесполого размножения среди позднемеловых гексактинеллид (Porifera)	
Первушов Е.М.	382
Комплексный анализ бентоса и палиноморф юго-восточной краевой зоны раннемелового бассейна Западной Сибири (на примере скв. Восток-4)	
Пещевецкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н.	385
Мел-кайнозойские отложения гайотов Магеллановых гор	
Плетнев С.П.	388
Раннеолигоценый этап в развитии фораминифер в Западной Сибири	
Подобина В.М.	391
Позднеюрские фораминиферовые зоны Бореального и Тетического поясов	
Подобина В.М., Татьяна Г.М.	396
Представители семейства Aammodiscidae Reuss, 1862 в комплексах фораминифер из оксфордских и нижнекимериджских отложений юго-востока Западной Сибири	
Полковникова Е.В.	398
Развитие сообществ бентосных фораминифер в центральной части Охотского моря в позднем плейстоцене – голоцене	
Пшенёва О.Ю., Иванова Е.Д.	402
Основные подходы к оценке динамики разнообразия и массовых вымираний морских беспозвоночных организмов в фанерозое	
Рубан Д.А.	405
Новые данные об аптских остракодах Крыма	
Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М.	408
Фораминиферы и остракоды: за кем будущее детальной стратиграфии?	
Тесакова Е.М.	411
Новые виды остракод неогена юго-восточной части Горного Алтая и их связь с эндемичными видами родов <i>Pseudocandona</i> и <i>Baicalocandona</i> оз. Байкал	
Тетерина И.И.	414
Распределение видов фораминифер в кимеридж-волжских отложениях разреза Городище (Ульяновская область)	
Устинова М.А.	417
Биофациальный анализ нижнемеловых отложений Северо-Вологодчанской площади по фораминиферам (Усть-Енисейский район, Западная Сибирь)	
Хафаева С.Н.	419
Силикофлагеллаты (Dictyochophyceae) кайнозоя Охотского моря	
Цой И.Б.	423
Значение палинологии для обоснования региональных стратиграфических подразделений палеогена Воронежской антеклизы	
Шпуль В.Г.	426
Биостратиграфическое расчленение триасовых отложений о. Котельный (Новосибирские острова) по фораминиферам	
Ядренкин А.В.	429
Данные изучения диноцист из верхнемеловых–нижнепалеогеновых отложений скважин 8, 10 Русско-Полянской площади (юг Западной Сибири)	
Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Запорожец Н.И.	432
Секция 7. ФЛОРА И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ ФАНОРОЗОЯ	
Особенности раннесенонской флоры Чулымо-Енисейского района	
Алексеев П.И.	436
Ископаемые древесины <i>Sequoioxylon</i> (Taxodiaceae) из верхнемеловых отложений Южного Сахалина	
Афонин М.А.	438
Древесные растительные сообщества Сахалина в палеогене и неогене	
Блохина Н.И.	440
Таксономическое разнообразие ореховых (Juglandaceae) на российском Дальнем Востоке в палеогене и неогене	
Блохина Н.И., Снежкова С.А.	443
Реконструкция процессов седиментологии песчаных отложений долины Среднего Енисея	
Борисова И.В.	445
Эволюция флоры и растительности в плиоцене Западной Сибири (по данным палинологии)	
Волкова В.С.	448
Late Cretaceous Grünbach Flora of Austria: systematics, age, palaeoecological and palaeoclimatological interpretations	
Кваček J., Herman A.B.	450
The Late Cretaceous High Arctic: a reassessment of quantitative palaeoclimate data based on plant fossils	
Spicer R.A., Herman A.B.	451
Отражение эволюции ландшафтов в педореликтах плейстоцена	
Глушанкова Н.И.	452
Палинология и магнитостратиграфия континентального палеогена и неогена юга Западной Сибири	
Гнибиденко З.Н., Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Хазина И.В.	454

Флористические комплексы из верхнемеловых отложений р. Кии (Западная Сибирь)	
Головнёва Л.Б.	457
Палинostrатиграфия нижнеюрских отложений в бассейне реки Келимяр (север Восточной Сибири)	
Горячева А.А.	460
Алтае-Саянская складчатая область – колонизация суши, первый этап	
Гутак Я.М., Антонова В.А., Толоконникова З.А.	463
Albian-Cenomanian Palynomorphs of the Western Serbia and Paleofloristic and Paleoclimatic changes in the Central Tethys	
Dulic Ivan	466
Реконструкция юрских палеоландшафтов в приуральской части Западной Сибири	
Злобина О.Н.	470
Палинокомплекс зоны <i>Hedenstroemia hedenstroemi</i> (нижний триас, нижнеоленинский подъярус) на севере Средней Сибири	
Ильина Н.В.	472
Басаргинский фитокомплекс нижнего девона Горного Алтая	
Коржнев В.Н.	475
Миоспores раннего келловоя юго-востока Западной Сибири	
Костеша О.Н.	478
Среднеюрские палинокомплексы бассейна р. Вах	
Костеша О.Н., Бабенко С.Н., Лялюк К.П.	482
История развития растительного покрова на территории центральной части Среднего Поволжья в неогене (по палинологическим данным)	
Линкина Л.И.	484
Граница франа и фамена на западном обрамлении Прикаспийской впадины по палинологическим данным	
Манцурова В.Н.	487
Этапы изменения растительности в голоцене (на примере кряжа Енганэпэ, Полярный Урал)	
Марченко-Вагапова Т.И., Дымов А.А.	490
Палеоботанические индикаторы палеоклимата на северо-востоке Тунгусской синеклизы (Мало-Ботубинский район)	
Машук И.М., Акулов Н.И.	491
Среднепалеозойские палеобассейны Западного Забайкалья: обстановки седиментации, закономерности развития наземных растений, палеоландшафты	
Минина О.Р.	493
Аляторуфлорин группы <i>derzavini</i> (порядок Cordaitanthales)	
Пороховниченко Л.Г.	496
Морфологические изменения мегаспор рода <i>Contagisporites</i> в средне-верхнедевонских отложениях Павловского карьера Воронежской области (Россия)	
Раскатова М.Г., Юрина А.Л.	500
Основные этапы развития растительности центральной части Восточного Забайкалья в голоцене (палинологическое изучение донных осадков)	
Решетова С.А., Птицын А.Б., Дарьин А.В., Калугин И.А., Panizzo V.	503
Палеоландшафты Курайской котловины Горного Алтая в олигоцене и миоцене по палинологическим и карпологическим данным	
Русанов Г.Г.	505
Эоцен-олигоценевая флора юго-востока Западной Сибири (район г. Томска)	
Рычкова И.В.	508
Палеогеоморфологические реконструкции северо-восточной окраины Европейской платформы ранневизейского времени (с учетом новых флористических находок)	
Рябинкина Н.Н.	511
Природная среда и климат неоплейстоцена Усть-Селенгинской впадины (Восточное Прибайкалье)	
Савинова В.В., Дергаусова М.И.	512
Палинологическая и микрофаунистическая характеристика юрских отложений Пожегского останца (Восточно-Европейская платформа)	
Селькова Л.А., Лыпов С.В.	514
Палинostrатиграфия верхнего мела Чулымо-Енисейской впадины (юго-восточная часть Западно-Сибирской платформы)	
Смокотина И.В.	515
Ранне- среднеюрская растительность зрелой аллювиальной равнины Иркутского бассейна	
Фролов А.О.	518
Пыльца, споры и микроорганизмы, извлеченные из кишечника мамонтика Любы (п-ов Ямал, Западная Сибирь)	
Хазина И.В., Таранов О.С., Саранина И.В., Пугачев В.Г., Косинцев П.А., Репин В.Е.	521
Палинологическая характеристика нижнего неокома разреза Аймаки Центрального Дагестана	
Ярошенко О.П.	524
Секция 8. ПОЗВОНОЧНЫЕ ЖИВОТНЫЕ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ	
Биозональная последовательность миоценовых фаун позвоночных юго-восточного Казахстана	
Байшашов Б.У., Тютюкова Л.А.	526

A brief review of the «woolly rhino» <i>Coelodonta antiquitatis</i> (Blumenbach, 1799) (Mammalia, Rhinocerotidae) in Italy (Southern Europe)	
Billia Emmanuel M.E.	529
Ponte Galeria Area – a unique case in the Mediterranean basin	
Petronio Carmelo, Billia Emmanuel M.E., Pandolfi Luca	532
Новые находки представителей рода <i>Ursus</i> позднего плейстоцена среднего Прииртышья	
Бондарев А.А., Кассал Б.Ю.	535
Остатки зоргелии (<i>Soergelia</i> sp.) в позднем плейстоцене Предалтайской равнины	
Васильев С.К.	537
Кавказская суша и её биота в раннем кайнозое	
Калмыков Н.П.	542
Лоси в палеонтологической летописи юга Восточной Сибири	
Калмыков Н.П., Шабунова В.В.	544
Находка сайги <i>Saiga borealis</i> Cherskii (<i>Peryssodactyla</i>, Mammalia) в долине Ангары и ее ареал в позднем плейстоцене Восточной Сибири	
Клементьев А.М., Дзюбас С.А.	547
Раннемеловая ихтиофауна Тургино-Харанорской впадины (Забайкалье, Россия)	
Коростовский Р.А.	550
История развития млекопитающих антропогена на севере Восточной Сибири	
Лазарев П.А.	552
Шерстистые носороги Якутии	
Лазарев П.А., Григорьев С.Е., Плотников В.В.	555
Бивни мамонта и их функциональные особенности	
Плотников В.В.	558
Палеогеновые микротериокомплексы Казахстана	
Тютюкова Л.А.	563
Стирание бивней мамонтов – палеоэкологический подход	
Шпанский А.В., Печерская К.О.	566
Голоценовые пресмыкающиеся западного макросклона Южного Урала	
Яковлева Т.И., Яковлев А.Г.	568
Секция 9. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ПЛЕЙСТОЦЕНА, ЭВОЛЮЦИЯ ЭКОСИСТЕМ И ДРЕВНИЙ ЧЕЛОВЕК	
Палеонтологические особенности древнеэвксинских и новозэвксинских отложений Азово-Черноморского бассейна	
Барг И.М.	571
Эволюция растительности междуречья Сунгач-Усури в позднем плейстоцене – голоцене (Западное Приморье)	
Белянин П.С.	572
Анализ морфологии и локомоции современных и миоценовых гомининов в связи с проблемой происхождения двуногости человека	
Боруцкая С.Б.	575
Палеогеографические обстановки окружающей среды местонахождения мамонтовой фауны Луговское	
Бурканова Е.М., Лещинский С.В., Зиновьев Е.В., Бабенко С.Н.	579
Краниологический полиморфизм верхнепалеолитических <i>Homo sapiens</i> в связи с проблемой неандерталоидно-сапиентной метисации	
Васильев С.В.	583
Предварительные результаты изучения древнеэскимосского памятника Ванкарем III (Чукотский автономный округ)	
Горбунова Т.А.	585
Макротериофауна конца позднего плейстоцена севера и северо-запада Республики Молдова	
Давид А.И., Паскару В.Н.	589
Сравнительный анализ распределения сообществ микрофауны в голоценовых отложениях Аральского моря и юга Западной Сибири	
Жаков Е.Ю., Гуськов С.А.	591
К вопросу об истоках бифасиальных индустрий Каспийско-Аральского региона	
Зенин А.Н., Зенин В.Н.	594
Этапы заселения предгорной части Дагестана (по материалам нового памятника Дарвагчай-залив 1)	
Зенин В.Н., Рыбалко А.Г.	597
Влияние ледников, подпрудных бассейнов и гигантских гляциальных паводков позднего неоплейстоцена на обстановки существования древнего человека в горах юго-восточного Алтая и в пределах Западно-Сибирской равнины	
Зольников И.Д.	601
Генезис и возраст отложений Майминского разреза в связи с обстановками существования древнего человека в позднем неоплейстоцене юго-восточного Алтая	
Зольников И.Д., Кузьмин Я.В., Гуськов С.А.	604
Проявления агрессивно-оборонительного поведения у представителей рода <i>Bison</i> на палеолитических изображениях	
Кассал Б.Ю.	607

Новые датировки артефактов неоплейстоценового возраста в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) Козырев А.С., Филинов И.А., Щетников А.А., Клементьев А.М., Сизов А.В.	610
Реконструкция среды обитания палеолитического человека Северной Монголии Коломиец В.Л., Гладышев С.А., Безрукова Е.В., Рыбин Е.П., Летунова П.П., Абзаева А.А.	613
Палеоландшафты позднего неоплейстоцена Удинской впадины (Западное Забайкалье) Коломиец В.Л., Лбова Л.В., Савинова В.В.	616
Фауна остракод из континентальных отложений плейстоцена и голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины Коновалова В.А.	619
Колонизация и освоение древним человеком Сибири: новые данные и проблемы хронологии древнейших памятников Кузьмин Я.В.	623
Некоторые данные о «тёплых» этапах позднего плейстоцена в бореальной зоне Западно-Сибирской равнины Лаухин С.А.	625
Морфологические особенности моллюсков позднего голоцена Южно-Минусинской котловины Лебедева Н.В.	628
Видовое разнообразие моллюсков субатлантического периода голоцена Южно-Минусинской котловины Лебедева Н.В., Ямских Г.Ю.	630
Мелкие воробьиные (Aves, Passeriformes) позднего неоплейстоцена Приенисейской Сибири Мартьянович Н.В.	631
Фауна мелких млекопитающих из археологической стоянки Сажены (Западный Саян) Мотузко А.Н.	634
Характеристика фауны моллюсков местонахождения Чуй-Атасево (Республика Башкортостан) Осипова Е.М., Данукалова Г.А.	636
Новые данные о находках каменных орудий эпохи бронзы в восточной части Бахчисарайского района Горного Крыма Попов М.А., Романюк А.В., Комаров В.Н.	638
О роли палеонтологического материала в изучении позднекайнозойской истории современных видов амфибий и рептилий Ратников В.Ю.	640
Происхождение и вымирание форм – альтернатива в едином процессе эволюции (на примере эволюции биоценозов перигляциальной зоны) Рековец Л.И.	642
Распространение и радиоуглеродный возраст мамонтовой фауны в Горном Алтае и его предгорьях Русанов Г.Г., Шпанский А.В., Орлова Л.А.	645
Изучение органического мира плейстоцена в Сибири и на Дальнем Востоке: анализ документопотока из БД собственной генерации ГПНТБ СО РАН Рыкова В.В., Лукьянова Е.И.	648
К вопросу о характере накопления фаунистических остатков эпохи плейстоцена в пещерах Среднего Урала Сериков Ю.Б.	651
Орнаментированное изделие из моржевого клыка эскимосского жилища Ванкарем III Шмидт И.В.	653
Динамика фауны четвертичных млекопитающих как отражение общего изменения физико-географических условий в Бореальной области Евразии Шпанский А.В.	656
Морфологические палинологические индикаторы палеоклиматических условий голоцена Приенисейской Сибири Ямских Г.Ю.	660

**Секция 10. РАЗВИТИЕ БИОСФЕРЫ ПО ЭКСПОНАТАМ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ МУЗЕЕВ
И КОМПЛЕКСНЫХ ПРИРОДООХРАННЫХ ЗАПОВЕДНИКОВ**

Имена геологов Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН в названиях палеонтологических объектов Жданова Л.Р.	663
Опыт создания палеонтологических выставок в Омском государственном историко-краеведческом музее Заулицкая В.Г.	665
Пикермийская фауна юга Украины (Из истории первых исследований в палеонтологическом музее Одесского национального университета) Кравчук О.П., Кравчук А.О.	667
Кайнозойские териологические коллекции в музеях Бурятии Мурзинцева А.Е., Клементьев А.М.	670
Музейные коллекции и геологическая история западной части Алтае-Саянской складчатой области Надлер Ю.С.	673
Коллекции палеонтологического музея Томского госуниверситета как основа научно-образовательного комплекса Подобина В.М., Пороховниченко Л.Г.	676
Передвижные выставки Палеонтологического института РАН как часть музейной деятельности Сукачева И.Д., Сенников А.Г., Иванцов А.Ю.	678
Список участников IV Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле»	681

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Section 1. PROBLEMS OF EVOLUTION AND SYSTEMATICS OF HIGHER TAXA	
The ancient life and geological time	
Sokolov B.S.	5
The General Geologic Time Scale in the light of recent resolutions of the International Commission on Stratigraphy	
Gladenkov Yu.B.	8
The family Sciaridae (Diptera: Sciaridae) as an indicator of evolutionary processes	
Komarova L.A.	9
The interrelation between the alpha-diversity of associations and the emergence rate of new genera in the evolution of the Phanerozoic marine biota	
Markov A.V., Bondarev A.A., Vinarskiy M.V.	11
The systematics regulation as the principal way for solving problems of the reconstruction of fossils evolution history	
Molostovskaya I.I.	14
Ecological preconditions for settling of the Early Permian grylloblattids (Insecta, Grylloblattida) in the running water habitat	
Pan'kov N.N.	16
Bini-systematics of the organic world at four higher hierarchical levels	
Papin Yu.S.	19
Subjectivism in the taxonomic determination of non-marine bivalves	
Papin Yu.S., Farnosova T.A.	23
The history of the biological trend as a function of the common cosmic mechanism	
Parayev V.V., Yeganov E.A.	25
Evolutionary problems in terms of the galactic paradigm	
Parayev V.V., Yeganov E.A.	28
Species and speciation of organisms (assessed by foraminifera)	
Podobina V.M., Kseneva T.G., Tatyani G.M.	32
Regularities of the biosphere self-development	
Popov A.V.	34
On the problem of the origin of stygobiont amphipods Crangonyx chlebnikovi Borutzky, 1928 (Crustacea, Amphipoda)	
Starova O.S., Pan'kov N.N.	37
The new system of the Late Paleozoic non-marine bivalves	
Silant'ev V.V., Carter J.G.	40
Spumellaria: a new type of Radiolaria	
Tochilina S.V., Goll I.	41
On the evolution of the Miocene helical Spumellaria from the Japan Trench	
Tochilina S.V., Vasilenko L.N.	48
Darwin's selection: a means of producing new species or the permanent state of matter?	
Chadov B.F.	53
The origin of turtles as an unresolved problem of paleontology	
Cherepanov G.O.	56
Interrelations between numerical changes of the marine animals species and the cyclic development of biogenic oxygen and hydrocarbon in the Phanerozoic	
Yashchenko I.G., Polishchuk Yu.M.	58
Section 2. CHANGES IN ENVIRONMENTAL FACTORS AND THE EVOLUTION OF BIOTAS	
The principal stages in the development of the Devonian foraminifera in the Urals	
Anfimov A.L.	61
Paleobiogeographic effects in the history of development and dispersion of fossil radiolarian faunas	
Afanasyeva M.S., Amon E.O.	63
The scenario of the wave dissemination of the evolutionary innovations of radiolarians	
Afanasyeva M.S., Amon E.O.	66
The development of the Holocene vegetation in the south-eastern Transbaikalia	
Bazarova V.B., Mokhova L.M.	70
The metabiosphere evolution in the Early-Middle Paleozoic in the context of the galactic and planetary events (north-east Eurasia)	
Baranov V.V.	72
Conceivable reasons for global changes of the biota's life environment and their role in the Earth evolution	
Barenbaum A.A., Litvinova T.V.	74

The Timan – North-Uralian pentamerids (Brachiopoda) of the Early Paleozoic Beznosova T.M.	77
Geographic cycles as a base for the staged development of the environment and evolution of biota Beyzel A.L.	78
Climatic conditions in the Pliocene of South Maritime Territory (the Far East of Russia) as based on the data of paleoecology Bondarenko O.V., Blokhina N.I.	80
On the hydrothermal aspect of the life evolution problem (exemplified by birds) Zabelin V.I.	84
Environmental factors and associated changes in communities of the Middle Carboniferous Fusulinidae and algae of the Urals Ivanova R.M.	87
The conodont biofacies and carbonate rock microfacies at the Frasnian-Famennian transition (the Late Devonian) in the territory of the Voronezh Anticline (East-European Platform, Russia) Kirilishina E.M., Karpova E.V., Kononova L.I.	90
Changes of environmental factors in forming sediments of the Devonian Tartasskaya Series of the Nyurolskian structure-facies area of the West Siberian Plain Koveshnikov A.E.	93
Distribution of the benthic foraminifera associations of the north-western shelf of the Black Sea with regard to the multi-factor environmental effect Kravchuk A.O.	96
Evolution and crises in the geological history of the Earth's crust Krasnov V.I.	99
Evolution and crises in the geological history of the Earth's crust Krasnov V.I.	103
The development of the soil-vegetative cover of island ecosystems in the Late Holocene (minor islands of the Peter the Great Gulf, the Sea of Japan) Lyashchevskaya M.S., Kiselyova A.G., Rodnikova I.M., Pshenichnikova N.F.	106
The development of the Late Cretaceous biota of planktonic foraminifera in the Mexican-Caribbean Region Sokolova E.A.	109
The Middle and Late Riphean paleobiocoenoses in the stratotype of the south Urals Stanevich A.M., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Kornilova T.A.	113
The role of environment in the crisis change of biota at the Paleozoic-Mesozoic transition in the south-east of the East-European Platform Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I.	114
Palyno-morphological characteristics of the <i>Rhinanthus</i> L., 1753 Genus Tsybalyuk Z.N.	117
The cycadophytus and ginkgo pollen as an index of the Early Cretaceous climatic changes Shuklina A.C.	120
The reconstruction of the paleogeographical settings and formation of the Maikop deposits in the Azerbaijan territory on the base of the systemic analysis Efendiyeva M.A.	121
 Section 3. GENETIC AND MOLECULAR ESSENTIALS OF EVOLUTION. 	
The model for structural rearrangements of proteins of the organism inner liquid medium in the evolution of Pisces Andreyeva A.M.	125
The amino acid composition of the rock organic substance as a possible reflection of the evolution of the living matter composition Anishchenko L.A., Shanina S.N.	128
The evolution of ITS1 and ITS2 regions of the rDNA locus in the <i>Chironomus</i> Genus (Diptera, Chironomidae) Gunderina L.I., Katokhin A.V.	131
The evolution of the FcR, KIR and CD2 receptors of the Vertebrata immune system Gusel'nikov S.V., Taranin A.V.	133
The evolutionary role of the genome polyploid recombination in flowering plants Zelentsov S.V.	137
The spontaneous polyploid recombination of the genome of the cultivated soybean <i>Glycine max</i> (L.) Merrill as an example of morphogenetic processes in the evolution of flowering plants Zelentsov S.V., Moshnenko E.V.	139
The epigenetic variability role in the plant evolution Kirikovich S.S., Levites E.V.	142
Hydrocarbons-biomarkers from the Zaonezhskaya Suite (PR1) in Karelia Kontorovich A.E., Timoshina I.D., Parfyonova T.M., Postnikov A.A.	144
Structure-functional genome characteristics influencing the epigenetic variability and plant evolution Levites E.V.	147
On the problem of «the genetic revolution» in the adventive animal colonies Snegin E.A.	150

The comparative analysis on the structural arrangement of double helixes of bioorganic molecules and inorganic crystals Talanov V.M., Kiroy R.I., Ivanov V.V.	150
--	-----

Section 4. ANCIENT LIFE (PRECAMBRIAN AND EARLY CAMBRIAN)

Phytoliths from the sedimentary cover of the Tuva-Mongolian microcontinent Anisimova S.A.	154
Phytoliths of the Baikal group in South Siberia Anisimova S.A., Gelety N.K., Gorina O.V.	156
The principal trends in the evolution of the macroalgal biotas in the Late Vendian Bykova N.V.	157
Macrofossils of skeleton organisms from the Early Cambrian of the Arctic Siberia Goy Yu.Yu., Grazhdankin D.V.	160
The most earliest land ecosystems Grazhdankin D.V., Maslov A.V.	164
The Early Cambrian biogenic forms as indicators of the Archean – Proterozoic transition Zhabin A.V., Zhabin V.A.	167
Udokania: are they metacrystals or the most ancient Metazoa? Kolesnikov A.V.	169
The skeleton acquisition by animals for the first time on the earth as a result of the combination of numerous factors and events Koloso P.N.	172
Biogenic ultramicrostructures in stromatoliths Litvinova T.V.	174
Macroevolutionary shifts in the process of the origination of the Vendian macroalgal biota Marusin V.V.	177
The Horodyskia macroscopic remains from the Riphean deposits of the Olenyok uplift of Siberia Nagovitsin K.E., Grazhdankin D.V., Kochnev B.B.	179
Dynamics of the taxonomic diversity of the minute-shelly fauna from the Lower Cambrian of the south-east Siberian Platform Novozhilova N.V.	183
The Baratal Series (Suite) of the Kuray Zone of Gornyy Altay: the variously age-dated carbonate rocks combined tectonically Postnikov A.A., Buslov M.M., Terleyev A.A., Tokarev D.A., Tesakov Yu.I., Dubatolov V.N.	185
The Vendian-Cambrian biota of the west Mongolia Ragozina A.L., Dorzhnamaa D., Krayushkin A.V., Serezhnikova E.A., Enkhbaator B.	187
The earliest infaunal communities Rogov V.I.	191
On the problem of the origin of life on the Earth Sirotn V.I.	194
Newlandian biota (the geographical and stratigraphic distribution) Sosnovskaya O.V.	196
The biological interpretation of the Middle Riphean microfossils from the Olenyok and Udzha uplifts Stanevich A.M., Maksimova E.N., Kornilova T.A.	199
Cloudinas from the Tarzhul Formation (the Late Vendian – Early Cambrian) of the Kuznetsk Alatau Terleyev A.A., Sosnovskaya O.V., Tokarev D.A.	202
Problematic microorganisms from effusive rock amygdaloids of the Lower Cambrian Tumattaiginskaya Formation of the Kyzyl-Tashty ore field (Eastern Tyva) Terleyev A.A., Simonov V.A., Tokarev, D.A., Stupakov S.I., Kanygin A.V.	205

Section 5. THE ORGANIC WORLD OF THE MARINE PALEOZOIC

The calcitization and silicification processes in the Paleozoic carbonate rocks and their effect on the change of the pore space Andryushchenko O.Z., Fedorov A.I.	208
The distribution of associations of cyanobionts, algae and brachiopods as the main organisms-producers in the Early Famennian Pripyat' Paleobasin Antipenko S.V., Sachenko T.F.	210
The Paleozoic and Mesozoic hydroid polyps: initial centers of emergence and peculiarities of dissemination Bogoyavlenskaya O.V., Yel'kin Yu.A.	213
The taxonomic diversity of graptolites in the Ordovician paleobasin of the Gornyy Altai Bukolova E.V.	215
Biota of the Permian seas of the north-east Asia Byakov A.S.	218
The faunal evidence for the time of the initial stage of intermontane subsidences of the Altai-Sayan folded region Vasiliev B.D., Gumerova N.V., Mezentseva O.P.	220

The development of the Polygnathus Genus (conodonts) in the Famennian basin of the Bol'shoy Karatau (South Kazakhstan) Gatovskiy Yu.A.	222
The Upper Carboniferous biostratigraphy based on conodonts Goreva N.V.	225
The Yurginskaya Suite (the Famennian Stage) of the northern framing of the Kuzbass (the paleontological phenomenon) Gutak Ya.M., Tolokonnikova Z.A.	228
Late Paleozoic warm-water foraminifera diversity dynamics and climate Davydov Vladimir	231
Corals Tabulata from the stratotype section of the Dayanskaya Suite (the Late Emsian) of the south-east Gornyy Altai Dyachenko N.K.	234
Foraminiferal assemblages of the uppermost Serpukhovian – lowermost Bashkirian stages of the Bol'shoy Karatau (Kazakhstan) Zhaymina V.Ya.	237
Paces and regularities of the morphogenesis in different branches of the Late Paleozoic conodonts Zhuravlyov A.V.	240
Foraminifera from the boundary deposits of the Visean and Serpukhovian stages of the Caspian Depression Zaytseva E.L.	242
New placodermal fishes from the Devonian of the Minusinsk Depression Ivanov A.O.	245
The Late Devonian conodonts from the West-Siberian geosyncline and its folded framing Izokh N.G., Yolkin E.A.	247
The staged development of tabulate corals from the West-Siberian paleobiogeographical Province Isayev G.D.	249
Genus <i>Fusiella</i> Lee et Chen, 1930 and its stratigraphic potential at the lower boundary of the Kasimovian Stage of the International Stratigraphic Scale Isakova T.N.	251
Trilobites from the Lower Cambrian and the bottom of the Middle Cambrian of the Kharaulakh Mountains (north-east Siberian Platform, the Chekurovskaya anticline) Korovnikov I.V.	254
Brachiopod <i>Radiomena irregularis</i> (Roemer, 1844) from the Salair Middle Devonian Kul'kov N.P.	258
A fresh approach to the age of the Kerlegesh and Safonovskian strata of the Salair Middle Devonian by brachiopods Kul'kov N.P., Peregoyedov L.G.	261
The occurrence of the Early Devonian (Late Emsian) brachiopods in the west of the West-Siberian Plain and its significance for the paleogeography Kul'kov N.P., Peregoyedov L.G.	265
The history of the Permian ammonoids development in Verkhoyn'ye Kutygin R.V.	267
The brachiopods distribution in the Tournaisian – lower Visean deposits of the south Western Siberia Kucheva N.A.	270
Microfossils from the Lower Cambrian deposits of the Kuznetsk Alatau Makarenko S.N., Kotelnikov A.D.	272
The biostratigraphy of the Chuzik Suite (the central part of Western Siberia) Makarenko S.N., Savina N.I., Rodygin S.A.	276
The dynamics of the species diversity in trepostomids (bryozoan) from the Late Givetian – Frasnian basins of the Altai-Sayan folded region Mezentseva O.P.	282
Trepostomids (bryozoan) of the Lower-Middle Devonian deposits of the Charysh Basin headwaters (Gornyy Altai) Mezentseva O.P., Udodov Yu.V.	284
Brachiopods from the Upper Frasnian – Lower Famennian deposits of the Urals and margins of the Kuznetsk Basin Mizens A.G., Mizens L.I.	287
The formation conditions and biostratigraphy of the Late Devonian – Early Carboniferous deposits of the south Western Siberia Mizens G.A., Stepanova T.I., Ivanova R.M., Kucheva N.A., Mizens L.I.	290
The ecologo-facial associations of the Přidoli ostracodes (the Late Silurian) of the south Tien Shan Mikhaylova E.D.	293
Bivalves from the Gramoteinskaya Suite of the Kuznetsk Basin Papin Yu.S., Ust'yansteva O.Yu.	296
The pelagic bio-indexation of the Paleozoic depositional environments of the Paleasian Ocean and its shelf seas Sennikov N.V.	301
The Llandoverly conodonts of the Kozhym-109 section (western slope of the Subarctic Urals) Sokolova L.V.	304
Micropaleontological characterization of the Upper Devonian – Lower Carboniferous deposits of the south Western Siberia Stepanova T.I.	306
Bacteria of the Permian foraminifera Sukhov E.E.	309

Trilobites and biostratigraphy of the Baksanskian Horizon stratotype of the Siberian Platform	
Timokhin A.V.	312
The taxonomic diversity of tabulate and heliolitid corals from the Mamontovskian Horizon of the north-east Salair	
Khabibullina R.A.	314
Aminoacids in the Early Paleozoic brachiopods from the European South-East	
Shanina S.N., Beznosova T.M.	316
The comparative analysis on the Emsian brachiopods from Salair and the south Tien Shan	
Shcherbanenko T.A.	319
Section 6. THE ORGANIC WORLD OF THE MARINE MESOZOIC AND CENOZOIC	
The fauna from the shallow facies of the Tarkhanian Regional Stage of the south Ukraine (the Lower Miocene)	
Barg I.M., Ivanova T.A., Bondar' O.V., Starin D.A.	322
Radiolarians from the Volgian Stage and Lower Berriasian of the Nordvik section (north Middle Siberia)	
Bragin N.Yu.	324
Radiolarians from the Anokskian Horizon of the Cenomanian-Turonian transition of Mountain Sel'-Bukhra (the upland Crimea, the Ukraine)	
Bragina L.G., Bragin N.Yu.	327
The lithologo-paleontological characterization of the Bazhenovskaya Suite deposits in the territory of the Surgut-Salymiskian Arch (Western Siberia)	
Vazhenina O.A.	329
The Paleogene zonation of the Caspian Depression by dinocysts and nannoplankton	
Vasilyeva O.N., Musatov V.A.	330
On the problem of the distribution of Genus <i>Euchitonina</i> Ehrenberg, 1860 (Radiolaria) in the Cretaceous and its species revisions	
Vishnevskaya V.S.	333
The diatom flora position in the Cenozoic marine ecosystems of the Boreal basins	
Gladenkov A.Yu.	337
The problems of the detailed zonation of the marine sediments	
Gladenkov Yu.B.	339
The Upper Callovian – Lower Oxfordian foraminifera from the Dubki section (Saratov's Povolzhie)	
Glinskikh L.A.	341
The first valid find of the ichthyosaurus remains from the Middle Triassic of Northern Siberia	
Yefimov V.M., Rogov M.A., Khudoley K.M., Verzhbitskiy V.E., Tuchkova M.I., Zdobin D.Yu.	343
The morphological characteristics interrelations and heterochronous parallelism in the nature of the Cretaceous inoceramids	
Zonova T.D.	348
The benthic microfauna from the Quaternary deposits of the Deryugin Depression (on the example of the <u>So 178-78</u> borehole, the Sea of Okhotsk)	
Ivanova E.D.	350
The Late Cretaceous foraminiferal assemblages from the Orshanskaya Depression	
Karimova L.A.	353
The principal morphogenesis stages in the Late Bathonian ammonites of the Cadoceratinae Subfamily	
Knyazev V.G., Kutugin R.V., Meledina S.V.	355
The sequence-stratigraphic model of the Upper Jurassic sediments with the use of the Tagaiskoye deposit as an example	
Kokatyukhina N.S.	357
On some results of the rhyncholites structure investigation	
Komarov V.N.	360
The paleoecology of the Campanian-Maastrichtian foraminifera of Western Siberia	
Kseneva T.G., Kseneva E.I.	361
The Kimmeridgian foraminiferal assemblages from the Shaimskian District (Western Siberia)	
Levchuk L.K.	365
Bacterial-algal associations and the concretion formation	
Malyonkina S.Yu.	368
The planktic foraminifera of the Heterohelicacea Cushman Superfamily from the Upper Cretaceous of Western Siberia	
Marinov V.A.	371
On the system of the Harpoceratinae Subfamily (Ammonoidea)	
Mel'nik O.A., Knyazev V.G.	376
The microbiota changes at the Danian–Selandian transition and the correlation of the boundary Danian–Selandian deposits in the Caspian Depression	
Musatov V.A., Vasilyeva O.N.	378
The diatomic flora from the Holocene sediments of the shelf zones of the Laptev Sea, East-Siberian and Chukchi seas	
Obrezkova M.S.	381
Manifestations of the asexual reproduction in the Late Cretaceous hexactinellids (Porifera)	
Pervushov Ye.M.	382

The complex analysis on the benthos and palynomorphs from the south-eastern marginal zone of the Early Cretaceous basin of Western Siberia (with borehole Vostok-4 as an example) Peshchevitskaya E.B., Urman O.S., Shurygin B.N.	385
The Cretaceous-Cenozoic guyot deposits in the Mountains of Magellan Pletnyov S.P.	388
The Early Oligocene period in the development of foraminifera in Western Siberia Podobina V.M.	391
The Late Jurassic foraminiferal zones of the Boreal and Tethyan belts Podobina V.M., Tatyani G.M.	396
Representatives of Family Ammodiscidae Reuss, 1862 in foraminiferal assemblages from the Oxfordian and Lower Kimmeridgian deposits in the south-east Western Siberia Polkovnikova E.V.	398
The development of the benthic foraminiferal assemblages in the central part of the Sea of Okhotsk in the Late Pleistocene – Holocene Pshenyova O.Yu., Ivanova E.D.	402
Principal approaches to the estimation on the dynamics of the diversity and mass extinctions of marine invertebrate organisms in the Phanerozoic Ruban D.A.	405
Recent data on the Aptian ostracodes from the Crimea Savel'yeva, Yu.N., Tesakova E.M.	408
Foraminifera and ostracodes: for which of them is the future in the detailed stratigraphy? Tesakova E.M.	411
New Neogene ostracode species from the south-eastern part of the Altai Mountains and their relations with the endemic species of the Pseudocandona and Baicalocandona genera from the Baikal Lake Teterina I.I.	414
The foraminiferal species distribution through the Kimmeridgian-Volgian deposits of section Gorodishche (the Ul'yanovsk Region) Ustinova M.A.	417
The biofacies analysis on the Lower Cretaceous deposits of the Severo-Vologochanckaya Area by foraminifera (the Ust'-Yenisey District, Western Siberia) Khafayeva S.N.	419
The Cenozoic silicoflagellates (Dictyochophyceae) from the Sea of Okhotsk Tsoy I.B.	423
The palynology significance for the justification of the Paleogene regional stratigraphic divisions of the Voronezh antecline Shpul' V.G.	426
The biostratigraphic zoning of the Triassic deposits of Island Kotel'nyy (the Novosibirsk islands) by foraminifera Yadrenkin A.V.	429
Investigational data on dinocysts from the Upper Cretaceous – Lower Paleogene deposits of boreholes 8 and 10 (south-east Western Siberia) Yakovleva A.I., Aleksandrova G.N., Zaporozhets N.I.	432

Section 7. THE PHANEROZOIC FLORA AND PALEOLANDSCAPES

Characteristics of the Early Senonian flora from the Chulym-Yenisey Basin Alekseyev P.I.	436
The fossil wood <i>Sequoioxylon</i> (Taxodiaceae) from the Upper Cretaceous deposits of the South Sakhalin Afonin M.A.	438
Arboreal plant associations from Kamchatka in the Paleogene and Neogene Blokhhina N.I.	440
The taxonomic diversity of walnuts (Juglandaceae) from the Russian Far East in the Paleogene and Neogene Blokhhina N.I., Snezhkova S.A.	443
The reconstruction of sedimentation processes in arenaceous deposits of the Middle Yenisey stream valley Borisova I.V.	445
The evolution of flora and vegetation in the Pliocene of Western Siberia (from the palynological data) Volkova V.S.	448
Late Cretaceous Grünbach Flora of Austria: systematics, age, palaeoecological and palaeoclimatological interpretations Kvaček J., Herman A.B.	450
The Late Cretaceous High Arctic: a reassessment of quantitative palaeoclimate data based on plant fossils Spicer R.A., Herman A.B.	451
The reflection of the landscape evolution in the Pleistocene pedorelics Glushankova N.I.	452
The palynology and magnitostratigraphy of the continental Paleogene and Neogene of the south Western Siberia Gnibidenko Z.N., Volkova V.S., Kuz'mina O.B., Khazina I.V.	454
The floral associations from the Upper Cretaceous deposits of the Kiya River (Western Siberia) Golovnyova L.B.	457

Palynostratigraphy of the Lower Jurassic deposits in the Kelimyar Basin (the north of Eastern Siberia)	
Goryacheva A.A.	460
The Altai-Sayan folded Area: the first stage of the land colonization	
Gutak Ya.M., Antonova V.A., Tolokonnikova Z.A.	463
Albian-Cenomanian palynomorphs from the Western Serbia and paleofloristic and paleoclimatic changes in the Central Tethys	
Dulic I.	466
The reconstruction of the Jurassic paleolandscapes in the Preuralian part of Western Siberia	
Zlobina O.N.	470
The palynocomplex of the Hedenstroemia hedenstroemi Zone (the Lower Triassic, the Nizhne-Olenyokskian Substage) in the north Middle Siberia	
Ilyina N.V.	472
The Basarginian phytocomplex of the Lower Devonian of the Altai Mountains	
Korzhnev V.N.	475
The Early Callovian miospores of the south-eastern part of Western Siberia	
Kostesha O.N.	478
The Middle Jurassic palynocomplexes from the Vakh Basin	
Kostesha O.N., Babenko S.N., Lyalyuk K.P.	482
The history of the plant cover in the central part of the Middle Povolzhie in the Neogene (from the palynological data)	
Linkina L.I.	484
The Frasnian-Famennian boundary in the western framing of the Caspian Depression from the palynological data	
Mantsurova V.N.	487
Stages of the vegetation changes in the Holocene (with the Yenganepe Ridge, the Arctic Urals, as an example)	
Marchenko-Vagapova T.I., Dymov A.A.	490
Paleobotanic indicators of paleoclimate in the north-east of the Tungus Syncline (Malo-Botuobinskian District)	
Mashchuk I.M., Akulov N.I.	491
The Middle Paleozoic paleobasins of the west Transbaikalia: sedimentation settings, regularities of the land plants development, paleolandscapes	
Minina O.R.	493
Alatoruflloria derzavinii (order Cordaitanthales)	
Porokhovnichenko L.G.	496
Morphological changes of megaspores of the Contagisporites Order in the Middle /Upper Devonian deposits of the Pavlovskian Quarry of the Voronezh Region (Russia)	
Raskatova M.G., Yurina A.L.	500
Principal stages of the vegetation development in the central part of Western Transbaikalia during the Holocene (the palynological investigation on bottom sediments)	
Reshetova S.A., Ptitsyn A.B., Daryin A.V., Kalugin I.A., Panizzo V.	503
Paleolandscapes of the Kuray Depression of the Altai Mountains in the Oligocene and Miocene from palynological and carpological evidence	
Rusanov G.G.	505
The Eocene-Oligocene flora of the south-east Western Siberia (the vicinity of town Tomsk)	
Rychkova I.V.	508
Paleomorphologic reconstructions of the north-eastern margin of the European Platform in the Early Visian Age (with consideration for recent floral finds)	
Ryabinkina N.N.	511
The Neo-Pleistocene nature environment and climate in the Ust'-Selenga Depression (Eastern Prebaikalia)	
Savinova V.V., Dergausova M.I.	512
Palynological and microfaunal characterization of the Jurassic deposits of the Pozhegskian outlier (the East-European Platform)	
Sel'kova, L.A. Lyyurov S.V.	514
The Upper Cretaceous palynostratigraphy of the Chulym-Yenisey Depression (the south-eastern part of the West-Siberian Platform)	
Smokotina I.V.	515
The Early-Middle Jurassic vegetation from the mature alluvial plain of the Irkutsk basin	
Frolov A.O.	518
Pollen, spores and microorganisms isolated from the intestine of the mammoth cub Lyuba (Peninsula Yamal, Western Siberia)	
Khazina I.V., Taranov O.S., Saranina I.V., Pugachyov V.G., Kosintsev P.A., Repin V.E.	521
Palynological characterization of the Lower Neocomian section Aymaki of central Dagestan	
Yaroshenko O.P.	524

Section 8. THE MESOZOIC-CENOZOIC VERTEBRATES

The biozonal succession of the Miocene vertebrate fauna from the south-east Kazakhstan	
Bayshashov B.U., Tyut'kova L.A.	526
A brief review of the «woolly rhino» <i>Coelodonta antiquitatis</i> (Blumenbach, 1799) (Mammalia, Rhinocerotidae) in Italy (Southern Europe)	
Billia Emmanuel M.E.	529

Ponte Galeria Area – a unique case in the Mediterranean Basin	
Petronio Carmelo, Billia Emmanuel M.E., Pandolfi Luca	532
Recent finds of representatives of the Late Pleistocene Genus Ursus from the middle Preirtyshye	
Bondarev A.A., Kassal B.Yu.	535
Remains of the Late Pleistocene Soergelia sp. from the Altai Foreland	
Vasilyev S.K.	537
The Caucasian Land and its biota in the Early Cenozoic	
Kalmykov N.P.	542
Elks in the fossil records of the south Eastern Siberia	
Kalmykov N.P., Shabunova V.V.	544
The find of Saiga borealis Cherskii (Peryssodactyla, Mammalia) from the Angara River valley and its geographical range in the Late Pleistocene of Eastern Siberia	
Klementyev A.M., Dzyubas S.A.	547
The Early Cretaceous fish fauna from the Turgino-Kharanorskaya Depression (Transbaikalia, Russia)	
Korostovskiy R.A.	550
The history of the Anthropogene mammals development in the north of Eastern Siberia	
Lazarev P.A.	552
Woolly rhinoceroses from Yakutia	
Lazarev P.A., Grigoryev S.E., Plotnikov V.V.	555
Mammoth's tusks and their functional characteristics	
Plotnikov V.V.	558
The Paleogene microtheriocomplexes of Kazakhstan	
Tyut'kova L.A.	563
The paleoecological approach to the abrasion of mammoths' tusks	
Shpanskiy A.V., Pecherskaya K.O.	566
The Holocene reptiles from western macroslope of the South Urals	
Yakovleva T.I., Yakovlev A.G.	568

Section 9. THE PLEISTOCENE ORGANIC WORLD, EVOLUTION OF ECOSYSTEMS AND ANCIENT MAN

Paleontological characteristics of the ancient-Euxinian and neo-Euxinian deposits of the Azov – Black Sea Basin	
Barg I.M.	571
The evolution of plants from the interfluve Sungach-Ussuri in the Late Pleistocene – Holocene (Western Primoriye)	
Belyanin P.S.	573
The analysis on the morphology and locomotion of modern and Miocene Hominoidea in connection with the problem on the origin of bipedalism in man	
Borutskaya S.B.	575
Paleogeographical reconstructions of the vicinity of the Lugovskoye locality	
Burkanova E.M., Leshchinskiy S.V., Zinov'ev E.V., Babenko S.N.	579
The craniological polymorphism of the Late Paleolithic Homo sapiens in the context of the problem of the Neanderthaloid-sapiens cross-breeding	
Vasilyev S.V.	583
Preliminary results of the study on the ancient Eskimo monument Vankarem III (the Chukot Autonomous Area)	
Gorbunova T.A.	585
The terminal Late Pleistocene macro-theriofauna from the north and north-west Republic of Moldova	
David A.I., Paskaru V.N.	589
The comparative analysis on the distribution of microfaunal communities throughout the Holocene sediments of the Aral Sea and the south Western Siberia	
Zhakov E.Yu., Gus'kov S.A.	591
On the problem of the origin of bifacial industries in the Caspian-Aral Region	
Zenin A.N., Zenin V.N.	594
The settling stages in the submontane region of Dagestan (on the base of materials of the new monument of Darvagchay Bay-1)	
Zenin V.N., Rybalko A.G.	597
The effect of glaciers, dammed basins and gigantic glacial floods of the Late Neo-Pleistocene on living conditions of the early man in the mountains of the south-east Altai and within the West-Siberian Plain	
Zol'nikov I.D.	601
The genesis and the age of the Mayminskian section sediments in the context of living conditions of the early man in the Late Neo-Pleistocene of the south-east Altai	
Zol'nikov I.D., Kuz'min Ya.V., Gus'kov S.A.	604
Manifestations of the aggressive-defensive behavior in representatives of the Bison Genus in the Paleolithic pictures	
Kassal B.Yu.	607
Recent datings of the Neo-Pleistocene artifacts in the Tunkinskaya rift valley (south-east Prebaikalia)	
Kozyrev A.S., Filinov I.A., Shchetnikov A.A., Klementyev A.M., Sizov A.V.	610

The reconstruction of the Paleolithic man's environmental conditions in Northern Mongolia Kolomiets V.L., Gladyshev S.A., Bezrukova E.V., Rybin E.P., Letunova P.P., Abzayeva A.A.	613
The Late Neo-Pleistocene paleolandscapes of the Udinskaya Depression (west Transbaikalia) Kolomiets V.L., Lbova L.V., Savinova V.V.	616
The ostracode fauna from the Pleistocene and Holocene continental deposits of the south-east West-Siberian Plain Konovalova V.A.	619
The colonization and development of Siberia by the early man: recent data and problems of the chronology of the most ancient monuments Kuz'min Ya.V.	623
Some data on the Late Pleistocene «warm» stages in the Boreal zone of the West-Siberian Plain Laukhin S.A.	625
Morphological characteristics of the Late Holocene mollusks from the South-Minusinskaya Depression Lebedeva N.V.	628
The molluskan species diversity of the Sub-Atlantic period of the Holocene of the South-Minusinskaya Depression Lebedeva N.V., Yamskikh G.Yu.	630
The Late Neo-Pleistocene small sparrows (Aves, Passeriformes) from the Pre-Yeniseyan Siberia Martynovich N.V.	631
The fauna of small mammals from the archaeological site Sazhentsy (West Sayan) Motuzko A.N.	634
The characterization of the molluskan fauna from locality Chuy-Atasevo (Republic Bashkortostan) Osipova E.M., Danukalova G.A.	636
Recent data on finds of the Bronze Age stone implements from the eastern part of the Bakhchisaray District of the Crimean Mountains Popov M.A., Romanyuk A.V., Komarov V.N.	638
On the role of the paleontological material in studying the Late Cenozoic history of modern amphibian and reptile species Ratnikov V.Yu.	640
The origin and extinction of forms as an alternative in the common evolutionary process (exemplified by the biocoenosis evolution in the periglacial zone) Rekovets L.I.	642
The distribution and radiocarbon age of the mammoth fauna from the Altai Mountains and their forelands Rusanov G.G., Shpanskiy A.V., Orlova L.A.	645
Studies on the Pleistocene organic world in Siberia and the Far East: the analysis of the document-flow from the DB of the own generation of the SPSTL of SB RAS Rykova V.V., Lukyanova E.I.	648
On the problem of a character of the Pleistocene faunal remains accumulation in the caves of the Middle Urals Serikov Yu.B.	651
An ornamented article made of a walrus tusk from the Eskimo abode Vankarem III Shmidt I.V.	653
The dynamics of the Quaternary mammalian fauna as a reflection of the general change of the physico-geographical conditions in the Boreal Realm of Eurasia Shpanskiy A.V.	656
Morphological palynological indicators of the Holocene paleoclimatic conditions in the Pre-Yeniseyan Siberia Yamskikh G.Yu.	660
 Section 10. THE BIOSPHERE DEVELOPMENT IN DISPLAYS OF PALEONTOLOGICAL MUSEUMS AND COMPLEX NATURE PRESERVES 	
Names of geologists of the Institute of Geology of the Komi Scientific Centre of the Urals Branch of RAS in denominations of paleontological objects Zhdanova L.R.	663
The experience in creating paleontological exhibitions in the Omsk State History and Local Lore Museum Zaulitskaya V.G.	665
The Pikermi fauna from the south Ukraine (From the history of initial investigations in the Paleontological Museum of the Odessa National University) Kravchuk O.P., Kravchuk A.O.	667
The Cenozoic theriological collections in museums of Buriatiya Murzintseva A.E., Klementyev A.M.	670
Museum collections and the geological history of eastern areas of the Altai-Sayan folded Region Nadler Yu.S.	673
Collections of the Paleontological Museum of the Tomsk State University as the base of the scientific-educational complex Podobina V.M., Porokhovnichenko L.G.	676
Mobile exhibitions of the Paleontological Institute of RAS as a part of the museum activity Sukachyova I.D., Sennikov A.G., Ivantsov A.Yu.	678
Listing of registrants	681

Научное издание

ЭВОЛЮЦИЯ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ

Материалы IV Международного симпозиума
10–12 ноября 2010 г.

Ответственный редактор В.М. Подобина

Редакторы: Н.А. Афанасьева, Ю.В. Готфрид, К.В. Полькина
Корректор А.Н. Гранкина
Оригинал-макет А.И. Лелююр
Дизайн обложки А.В. Бабенко

Подписано к печати 11.10.2010 г. Формат 60x84/8.
Бумага офсетная. Гарнитура Times.
Усл. печ. л. 81,8.
Тираж 250 экз. Заказ № .

ООО «Издательство «ТМЛ-Пресс»
634050, г. Томск, ул. Советская, 33, оф. 1
Тел. 8-(3822)-52-87-15

ISBN 5-91302-097-9



9 785913 020970