



## PALEOGEOGRAPHIC SCENARIO OF THE LATE CRETACEOUS – CENOZOIC FOR THE CENTRAL PART OF THE BAIKAL REGION

V. D. Mats<sup>1</sup>, I. M. Yefimova<sup>2</sup>

<sup>1</sup>20101 Carmiel, Shaar Hagay Street, 13/10, Israel

<sup>2</sup>Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia

**Abstract:** The publication presents a review of alterations of stagnant elements of the Baikal region that occurred during formation and development of the Baikal rift from the Late Cretaceous. Nowadays the natural complex contains the elements varying in age and genesis as they developed during three large stages. In the course of the regional evolution, peneplains altered into uplifted plateaus, alpine-type and goltzy mountain ranges; humid quasi-tropics and sub-tropics developed into arid zones with the Mediterranean-type climate and moderate and nival zones which were subjected to recurrent mountain-and-valley glaciations. Water basins became ultra-deep and hosted water species populations which are unique in terms of the biodiversity and endemic features. The main stages of environmental alterations were separated by phases of tectonic movement and tectonic inversions. The alterations' review is based on consecutive series of cartographic representations of the paleogeographic scenarios.

*Key words:* Lake Baikal, Late Cretaceous – Cenozoic, paleogeographic scenario.

**Recommended by** K.G. Levi 21 April 2011

**Citation:** Mats V.D., Yefimova I.M. Paleogeographic scenario of the Late Cretaceous – Cenozoic for the central part of the Baikal region // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2. № 2. P. 175–193.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ПОЗДНЕГО МЕЛА – КАЙНОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

В. Д. Мац<sup>1</sup>, И. М. Ефимова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>20101, Кармиель, ул. Шаар Хагай, 13/10, Израиль

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

**Аннотация:** Рассмотрены преобразования косных элементов природы Байкальского региона за время формирования и развития Байкальского рифта с позднего мела. Современный природный комплекс включает элементы разного возраста и разного генезиса, сформировавшиеся в течение трех крупных этапов. За это время природа региона прошла путь от пенеппенизированных равнин до приподнятых плато, альпинотипных и гольцовых горных районов, от влажных квазитропиков, субтропиков до аридных зон с климатом средиземноморского типа, до умеренной и нивальной зон, с периодически повторяющимися горно-долинными оледенениями. За это же время водные бассейны преобразовались в ультраглубоководные с уникальным по биоразнообразию и уровню эндемизма водным населением. Основные этапы преобразований природы разделены тектоническими фазами и инверсиями тектонических движений. Указанные преобразования рассмотрены на базе серии картографических цветных изображений палеогеографических сценариев.

*Ключевые слова:* озеро Байкал, поздний мел – кайнозой, палеогеографический сценарий.

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Байкал – крупнейший внутриконтинентальный пресный водоем, расположенный в Центральной Азии (рис. 1). Он уникален по разнообразию палеогеографических обстановок, сменявших друг друга на протяжении длительной геологической истории. Основной вклад в изучение геологии Прибайкалья внесли иркутские институты СО АН СССР, иркутские университеты. Многолетние планомерные исследования выполнила геологическая служба СССР. Проведено геологическое картирование среднего и крупного масштаба, оценены перспективы развития минерально-сырьевой базы, в содружестве с институтами СО РАН изучено глубинное строение Байкальского рифта. За многие годы геологических исследований окружающей Байкал суши установлены основные этапы геологических преобразований [Логачев, 1974; Logachev, 2003], разработаны основа [Логачев, 1958; Логачев и др., 1964] и детальная схема стратиграфии, рассмотрены строение и геологическая история региона [Мац, 1987, 2010; Мац и др., 2001; Воробьева и др., 1990; Logachev, 2003; Mats, 1993; Mats et al., 2010]. С 1989 г., с создания по инициативе академика М.А. Грачева Байкальского международного центра экологических исследований (VICER), проводится мультидисциплинарное изучение, в том числе на основе глубоководного бурения, донных отложений Байкала [Кузьмин и др., 2001], их сейсмостратиграфическое изучение [Хатчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995; Khlystov et al., 2001; Moor et al., 1997; Mats et al., 2000], подводные геологические исследования [Зоненшайн и др., 1995; Бухаров, Фиалков, 1996]. Получены обширные достоверные материалы о строении и развитии центральной части Байкальского рифта и собственно Байкальской впадины (БВ). Обобщение всех данных послужило основой для впервые представляемой серии цветных картографических изображений палеогеографии этапов геологического развития региона. При этом особое внимание уделено изображению преобразований водных бассейнов БВ. Впервые намечены контуры бассейнов позднемелового–раннеолигоценного этапа, показано развитие миоцен-плиоценовых бассейнов в Северобайкальской впадине и пути проникновения в нее позднемиоценовой–раннеплиоценовой трансгрессии. По-новому решается вопрос о генезисе палеодельты в районе северной оконечности Академического хребта, которая связывается нами не с Палеобаргузином [Казьмин и др., 1995; Moor et al., 1997], а с Верхней Палеоангарой. Приведены данные, аргументирующие возраст и корреляцию сейсмостратиграфических комплексов, что в совокупности с установленной этапностью геологического развития окружающей суши позволяет впервые сформулировать представление о трехэтапном, в противовес общепринятому двухэтапному [Logachev, 2003], развитии Байкальского

рифта и сделать вывод о начале формирования Байкальского рифта с позднего мела, то есть задолго до Индо-Евразийского столкновения.

Цель предлагаемой работы – показать последовательные преобразования косных элементов природы Прибайкалья в серии цветных палеогеографических схем, построенных для крупных отрезков геологической истории.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

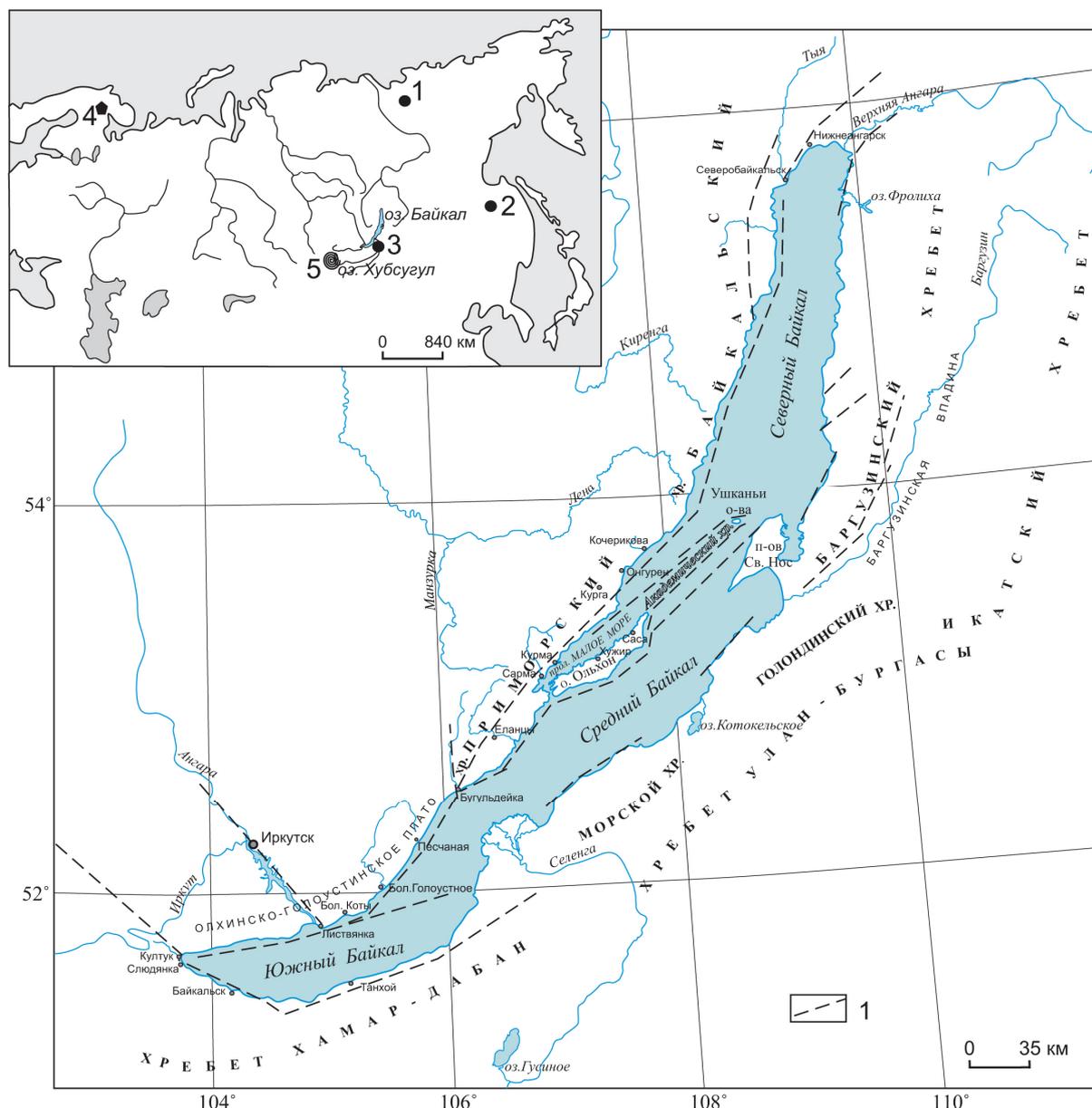
Предлагаемая статья основана на материалах многолетних авторских геологических исследований Прибайкалья. Фактические данные о геологии рассматриваемых отложений приведены в обширной региональной литературе.

На базе основополагающих обобщений Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева В.Д. Мацем была разработана детальная стратиграфия (табл. 1), проведена корреляция (табл. 2) и изучена литология позднемеловых–кайнозойских отложений Прибайкалья [Мац и др., 2001; Mats et al., 2004], что обеспечило палеогеографические и палеотектонические построения [Мац и др., 2001; Mats, 1993; Mats et al., 2010]. Рассмотрена роль преобразований косных элементов природного комплекса в формировании уникального биоразнообразия озера Байкал [Мац, Щербаков, 2008]. Геологическая история расчленена на три крупных этапа и ряд подэтапов, разделенных фазами тектогенеза, которые отражены тремя тектонолитостратиграфическими комплексами (ТЛСК).

В БВ выполнены сейсмостратиграфические работы, которыми осадочное тело разделено на три сейсмостратиграфических комплекса (ССК) [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995]. Проведена корреляция данных наземных и сейсмостратиграфических исследований [Хатчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995; Мац и др., 2001; Khlystov et al., 2001; Mats et al., 2000]. В основу палеогеографических построений положены литолого-стратиграфические методы. Разработанная стратиграфия обеспечила временное обоснование этапов развития и их вещественное отражение в виде ТЛСК, а корреляционная часть схемы позволяет проследить пространственные вариации палеогеографических ситуаций.

## 3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ: ПОЗДНИЙ МЕЛ – СОВРЕМЕННОСТЬ

Основой палеогеографических реконструкций служат временные оценки рассматриваемых объектов и этапность их развития. В нашем случае необходимо, в первую очередь, определиться в таком дискуссионном



**Рис. 1.** Обзорная карта Байкальского региона. 1 – основные разломы. Врезка: распространение малакофауны палеогена, близкой современным моллюскам субтропических озер Южного Китая, Индокитая и олигоценовой малакофауне байкальских местонахождений (1–3 по [Мартинсон, 1998]): 1 – Северное Приверхоянье, 2 – юг Дальнего Востока, 3 – Юго-Восточное Прибайкалье; 4 – Восточная Скандинавия *Pallasea quadrispinosa* (по [Vainola et al., 2000]); 5 – оз. Хубсугул (Монголия) *Choanomphalus mongolicus* (по [Papusheva et al., 2003]).

**Fig. 1.** The Baikal region general map. 1 – main faults. Inset map: distribution of the Paleogene malacofauna, being close to recent mollusks of subtropical lakes in South China and Indochina and the Oligocene malacofauna of the Baikal areas (1–3 after [Мартинсон, 1998]): 1 – Northern Priverkhoyanie; 2 – southern part of the Far East; 3 – South-Eastern Pribaikalie; 4 – Eastern Scandinavia, *Pallasea quadrispinosa* (after [Vainola et al., 2000]); 5 – Lake Khubsugul, Mongolia, *Choanomphalus mongolicus* (after [Papusheva et al., 2003]).

вопросе, как возраст центрального элемента Прибайкалья – Байкальского рифта – и этапы его геологического развития.

### 3.1. ВОЗРАСТ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Критерием возраста Байкальского рифта служит возраст осадочных тел, коррелятных его морфострук-

турному комплексу с учетом закономерностей синрифтовой седиментации. Возраст осадков Байкальского рифта, в том числе осадков преемственно развивавшихся озерных бассейнов в БВ, исчисляется с позднего мела, т. е. порядка 70 млн лет тому назад. Этот вывод опирается, прежде всего, на установленное широкое распространение позднемеловых–раннеолигоценых отложений в Байкальском рифте, среди которых



Таблица 2. Корреляция верхнемеловых–кайнозойских отложений Байкальского рифта

Table 2. Correlation of the Upper Cretaceous – Cenozoic sediments of the Baikal rift

Система	Отдел/подотдел /грус	Возраст нижней границы в млн л. (скорректировано по шкале 2004 г.)	Региональный корреляционный горизонт	Сейсмостратиграфический комплекс ССК [Хагчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995]	Тектоническая фаза	Возраст в млн лет	Сейсмическая граница*					
Квартер	Голоцен	0.01	нюрганский	слоистый, недеформированный ССК 4	тыйская	0.15–0.12	А 2, U1					
	Неоплейстоцен	0.7						приморская	А 1, U2			
	Эоплейстоцен	1.80						нюрганская	В 10, U3			
Неоген	Верхний плиоцен	3.6	шанхайхинский	верхний слоистый, деформированный ССК 3	ольхонская	3–4	В 6, U4					
	Нижний плиоцен	5.3						сасинский п/г	северобайкальская			
	Верхний миоцен	11.6	танхойский					10				
	Средний миоцен	16.0	тагайский п/г					нижний слоистый, деформированный ССК 2		тункинская	27–25	U6
	Нижний миоцен	23.0										
Верхний олигоцен	28.4	каменный	сейсмически прозрачный ССК 1	позднемезозойская	70–60							
Нижний олигоцен	33.9											
Эоцен	55.8											
Палеоген	Палеоцен	61.7	фундамент		мезозойский ороген							
	Даней	65.5										
Мел	Маастрихт	70.6										
	фундамент											

Примечание: \*В – сейсмические границы по [Moore et al., 1997]; U – несогласия в разрезе донных отложений по [Wolng et al., 1992]. П/г – подгоризонт.

Note: \*B – seismic boundaries according to [Moore et al., 1997]; U – unconformities in the profile of bottom sediments according to [Wolng et al., 1992]; П/г – sub-horizon.

присутствуют отложения крупных озер [Мац, 1987; Мац и др., 2001]. Эта оценка не разделяется большинством исследователей, но в последнее время близкие представления высказаны в ряде публикаций: [Logachev, 2003] – мел; [Галазий и др., 1999] – 55 млн лет; [Николаев, 1998] – 55–60 млн лет. Установление мелового и более молодого возраста нефтематеринских отложений Байкала [Kontorovich et al., 2007] служит важным подтверждением его древности.

О древнем возрасте преемственно развивающихся водоемов БВ также свидетельствуют молекулярно-биологические данные о наличии среди современных гидробионтов форм, корни которых уходят в 70–30 млн лет тому назад [Щербаков, 2003].

### 3.2. ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Геологическая история Байкальского рифта включает три крупных этапа [Мац, 1987; Мац и др., 2001], что согласуется с трехчленным строением донной толщи [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995]:

1) крипторифтовый поздне меловой–ранне олигоценовый (70–30 млн лет), Археобайкальский этап (рис. 2, а);

2) экторифтовый раннеорогенный, поздне олигоценовый–раннеплиоценовый (30.0–3.5 млн лет), Протобайкальский этап, включающий два подэтапа (рис. 2, б, в);

3) экторифтовый позднеорогенный, позднеплиоценовый – четвертичный (3.5 млн лет – современность), Палеобайкальский – Байкальский этап, включающий три подэтапа (рис. 2, г, д, е).

#### 3.2.1. Археобайкальский этап (70–30 млн лет)

На этом этапе существовала весьма своеобразная природная обстановка, не повторявшаяся в последующие отрезки геологической истории Байкальского региона. Были резко ослаблены вертикальные тектонические движения, преобладало общее растяжение литосферы. Климат, по оценкам палеоботаников, был субтропический, однако, с учетом наличия латеритной коры выветривания (КВ) в оптимуме, он был влажный тропический (кваситропический по [Синицын, 1967]). Латериты образуются при среднегодовых температурах +20...+23 °С, июльских температурах +27...+28 °С, январских не ниже +15...+20 °С и осадках 1200–1300 мм/г [Синицын, 1967]. На пространствах Азии отсутствовали крупные горные преграды [Kuzmin, Yarmolyuk, 2006].

В этих условиях в Байкальском регионе и далеко за его пределами господствовали процессы пенеппенизации – формировался исходный пенеппен, за счет преобразования которого в последующие этапы был сформирован рифтовый морфоструктурный комплекс. На пенеппене развивалась мощная линейно-площадная каолинистая и латеритная (во время эоценового кли-

матического оптимума кайнозоя) КВ. Изотопный возраст латеритных продуктов 59±9 млн лет – палеоцен [Логачев и др., 2002], 40–36 млн лет – эоцен [Домбровская и др., 1984].

Подобные условия в это время были свойственны огромным площадям Евразии [Цеховский и др., 1996], что явилось отражением их глобального характера [King, 1967; Николаев, 1984].

Тектоноклиматическая обстановка определяла неповторимый литологический облик осадков, формировавшихся главным образом за счет плоскостного смыва продуктов КВ. В это время при резко ослабленной интенсивности вертикальных тектонических движений и общем господстве напряжений растяжения началось формирование Байкальского рифта. Этот этап рифтогенеза имел место задолго до начала Индо-Евразийского столкновения.

В контурах Южно- и Среднебайкальской впадин (рис. 2, а) были развиты сравнительно крупные озерные бассейны. В наиболее полном объеме эти отложения представлены в нижнем (прозрачном) ССК. Северобайкальская впадина оставалась сухоходольной. Отложения образованы мономиктовыми продуктами плоскостного смыва КВ – каолинистыми глинами (аргиллитами) центральных частей бассейнов, кварцевыми гравийниками и мелкими галечниками прибрежных зон. Среди отложений и продуктов КВ отмечены латеритные образования: бокситы, континентальные фосфориты, руды железа и марганца, высококремнистые продукты выветривания. По химико-минералогическому составу отложения соответствуют типичным для районов жаркого влажного климата. Это свидетельство уникальности ландшафтов позднего мела – раннего олигоцена, не имевших аналогов в более поздние эпохи, позволило опереться на литостратиграфическую корреляцию отложений БВ с поздним мелом – ранним олигоценом Предбайкальского прогиба [Mats et al., 2004], надежно датированных в работе [Павлов и др., 1976].

Пространственное распределение различных генетических типов отложений – озерных в контуре Южно- и Среднебайкальской впадин, делювиальных в области будущего Приморского хребта, малых озер и речных систем вдоль Приморского поднятия – свидетельствует, что уже в то время наметились основы крупных морфоструктур Байкальского рифта.

Структура рифта на этом этапе представлена односторонним грабеном, ограниченным с запада листрическим сбросом. Осадочное тело, выполняющее его, достигало мощности 4.0–4.5 км и имело форму клина, утончающегося к востоку. Депоцентры были прижаты к западным ограничениям [Хатчинсон и др., 1993; Зоненшайн и др., 1995]. Формирование рифта происходило на фоне пенеппена, реликты которого представлены Олхинско-Голоустинским плато [Мац, Ефимова, 2010]. Рифтообразование было связано с общим растяжением литосферы, возможно инициированным про-

цессами на Тихоокеанской окраине Азии [*Рассказов и др., 2007*] либо какими-то более общими причинами [*Милановский, 1995*].

### 3.2.2. Протобайкальский этап (30.0–3.5 млн лет)

Его начало отмечено общим похолоданием, переывом в осадконакоплении, сопровождавшимся несогласием и корообразованием, усилением активности вертикальных тектонических движений (тункинская фаза тектогенеза) и интенсификацией рифтогенеза, связанной с напряжением, вызванным Индо-Евразийским столкновением (импактогенный рифтогенез). Началось пока еще незначительное общее поднятие окружающих пространств и углубление (до 400–500 м) озерных бассейнов. Это послужило началом зоогеографической изоляции БВ и формирования эндемичного байкальского комплекса гидробионтов. Южно- и Среднебайкальская впадины объединились единым водным бассейном (рис. 2, б).

На поднятых плечах Байкальского рифта формировалось средневысотное денудационное плато, в пределах которого шло эрозионно-денудационное (эрозионно-тектоническое?) расчленение исходного позднемиоценового–палеогенового пенеппена. Тальвеги водотоков глубоко углублялись в фундамент, в частности на Хамар-Дабанском поднятии до 100–400 м [*Рассказов, 1993*]. Они прорезали плащ КВ и вскрывали невыветрелые кристаллические породы фундамента, которые служили основным источником полимиктового терригенного материала, поступавшего в бассейн седиментации.

В Южно- и Среднебайкальской впадинах существовал крупный глубоководный (порядка 400–500 м) бассейн, частично унаследовавший бассейны Археобайкальского этапа (рис. 2, б). На пространствах, окружавших БВ, в связи с общим похолоданием вымерли теплолюбивые гидробионты Сино-Индийской зоогеографической провинции. Но они сохранились в условиях крупного бассейна, в их числе Baicaliidae Clessin 1878 и Benedictiidae Clessin 1878. Крупное их местонахождение известно в низах танхойской свиты на р. Половинке (Хамар-Дабанское побережье). В Южно-Среднебайкальском бассейне накапливались углесто-глинисто-алевритово-песчаные полимиктовые отложения (танхойская свита), которые фациально замещались ритмично-слоистыми валунно-галечно-песчаными отложениями конусов выноса (осиновская свита). Обе свиты залегают на каолиновой КВ пород фундамента, а в единичных случаях (р. Половинка) на алевролитах Археобайкальского этапа.

По химико-минералогическому составу отложения танхойской и осинольской свит близки к породам энсиалических геосинклиналей [*Геосинклинальный литогенез..., 1987*] и к среднему составу земной коры.

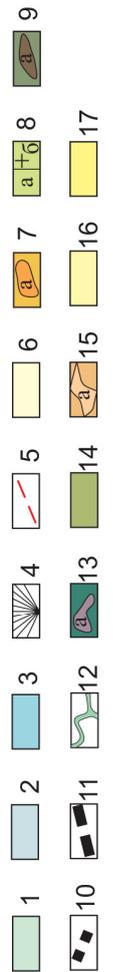
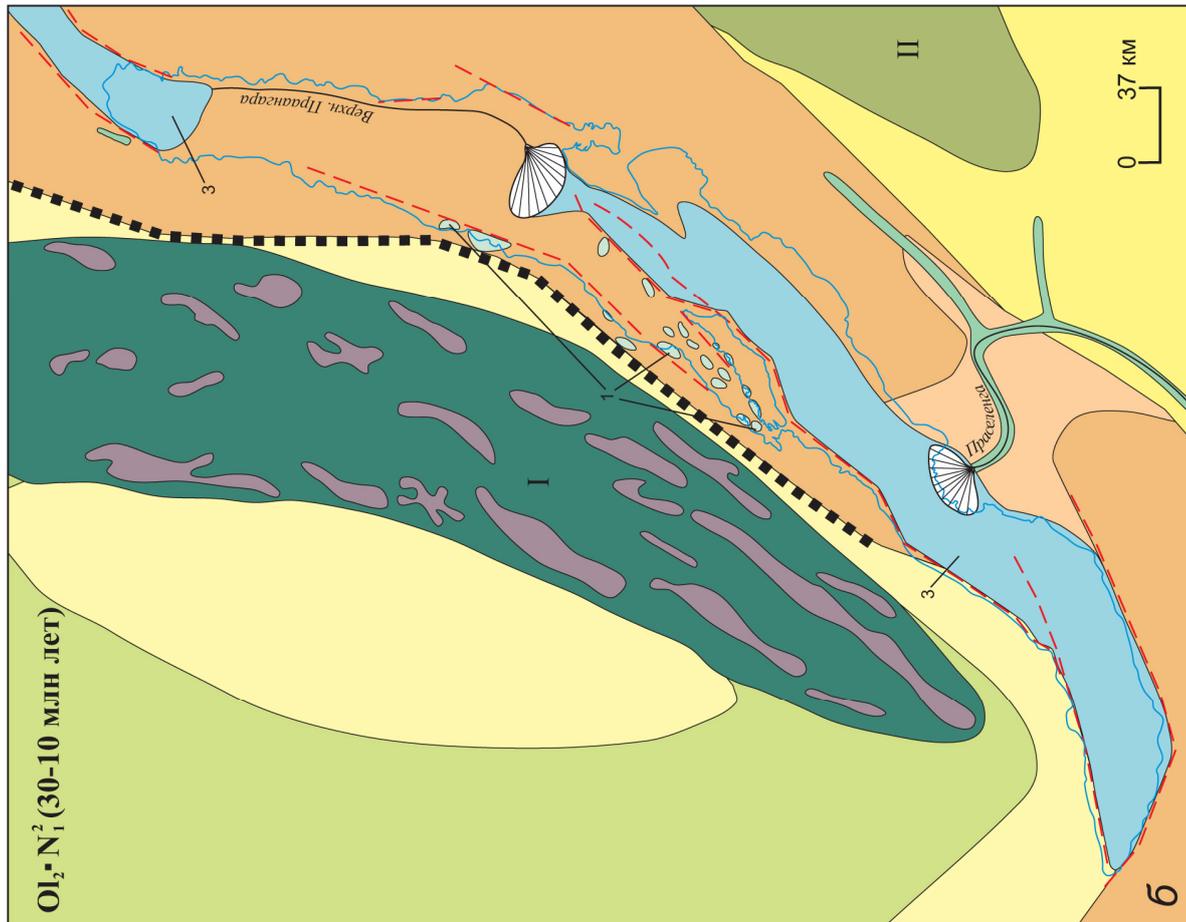
Протобайкальский этап Северобайкальской впадины фазой тектогенеза (северобайкальской) разделен на

два подэтапа. На первом подэтапе (ранний–средний миоцен) впадина в значительной части оставалась суходольной. От озер Южно- и Среднебайкальской впадин она была отделена Ольхонско-Академическим поднятием фундамента (рис. 2, б). Структура впадины, в виде двухстороннего грабена, ограничена с обоих бортов краевыми листрическими сбросами, в сторону которых наклонена поверхность фундамента, сформировавшая пологий свод [*Казьмин и др., 1995; Зоненшайн и др., 1995; Mats, 1993*]. Соответственно, основные области седиментации тяготели к прибортовым участкам.

Вдоль западных прибортовых зон Северобайкальской впадины и в обеих прибортовых зонах ее центриклинального окончания – Маломорской впадины – существовали разрозненные малые и средних размеров ранне-среднемиоценовые озерно-болотные бессточные высокоминерализованные теплопроводные бассейны (рис. 2, б). В них накапливались гипсоносные карбонатные монтмориллонитовые глины, пески и торфяники (тагайская свита), залегающие на монтмориллонитовой КВ. Озера и прилегающая суша были населены разнообразной фауной раннего–среднего миоцена [*Логачев и др., 1964; Вислобокова, 1990*].

Вдоль восточного борта Северобайкальской впадины, по-видимому, протекала крупная речная артерия – Верхняя Протоангара, которая впадала в Южно-Среднебайкальское протоозеро. В месте ее впадения была сформирована огромная древняя дельта (рис. 2, б) [*Казьмин и др., 1995; Moor et al., 1997*]. Разрез дельты включает две стратиграфические единицы, разделенные угловым и азимутальным несогласием. Нижняя является стратиграфическим аналогом тагайской свиты нижнего–среднего миоцена, верхняя – аналогом саянской свиты верхнего миоцена – нижнего плиоцена.

В литературе укрепилось мнение о принадлежности дельты древнему Баргузину, который якобы впадал в Протобайкал через Чивыркуйский залив. Однако изучение района Чивыркуйского залива показало отсутствие здесь каких бы то ни было следов речного водотока. Более того, реликты третьей байкальской террасы замыкают горло Чивыркуя со стороны Байкала, указывая на его отсутствие в ранние времена. Это заставляет нас отказаться от предположения о протекании через него древнего Баргузина и, следовательно, от идеи связать образование палеodelты с деятельностью последнего. Мы полагаем, что палеodelта была образована древней Верхней Ангарой, водоток которой продолжался по суходольной в то время Северобайкальской впадине, до ее впадения в Среднебайкальское озеро. При таком решении находит свое объяснение необычный состав галечников восточного побережья Северного Байкала. Как было установлено, в них содержится до 20–30 % экзотических галек (главным образом лиловых порфиоров, базальтоидов) пород, отсутствующих в Баргузинском хребте, но обычных в бассейне р. Верхней Ангары. Последние, к югу, находки



**Рис. 2.** Палеогеографический сценарий позднего мела – кайнозоя центральной части Байкальского региона.

*a* – поздний мел (маастрихт) – ранний олигоцен (70–30 млн лет); *б* – поздний олигоцен – средний миоцен (30–10 млн лет).

1 – озеро глубиной первые метры, иногда (местами) переходящее в торфяное болото; 2–3 – озера глубиной: 2 – до десятков метров, 3 – до первых сотен метров; 4 – дельта; 5 – основной разлом; 6 – денудационное плато, низкое, с формирующимися пенеппеном и латерит-каолиновой корой выветривания; 7 – денудационное плато, слабоприподнятое, с останцовыми (мезозойскими?) возвышенностями, формирующимися пенеппеном, латерит-каолиновой корой выветривания и чехлом субаэральных красноцветных глин (а – установленные останцовые возвышенности); 8 – денудационная равнина, низменная, временами низкое денудационное плато с формирующимися пенеппеном и латерит-каолиновой корой выветривания (а – пластовая, б – докольная); 9 – денудационно-аккумулятивная равнина зарождающегося Предбайкальского перифриктового прогиба (I), образованная озерными, озерно-аллювиальными, озерно-болотными депрессиями, разделенными низкими водоразделами с формирующейся латерит-каолиновой корой выветривания (а – частная депрессия); 10 – пограничная прихребтовая депрессия; 11 – эскарп тектогенного уступа; 12 – речная долина; 13 – денудационно-аккумулятивная низменная равнина Предбайкальского перифриктового прогиба (I), образованная озерными, озерно-болотными депрессиями со сверхмощным накоплением торфяников, разделенными низкими водоразделами, с реликтами позднемелового-эоценового пенеппена и коры выветривания, с формирующимися придолинными педиментами и зеленоцветной гидрослюдисто-монтмориллонитовой корой выветривания (а – частная депрессия); 14 – Селенгино-Витимский прогиб (II); 15 – возвышенное денудационное плато с останцовыми грядами, реликтами позднемелового – эоценового пенеппена, коры выветривания и субаэрального глинистого покрова, с формирующимися эрозионными врезами, педиментами, гидрослюдисто-монтмориллонитовой и каолиново-гидрослюдистой корой выветривания (а – низкая седловина); 16 – денудационное плато и щитовидное поднятие, возвышенное, слабоасимметричное, с реликтами позднемелового-эоценового пенеппена, латерит-каолиновой коры выветривания, с формирующимися придолинными педиментами и гидрослюдисто-монтмориллонитовой корой выветривания; 17 – денудационное низкогорье с формирующимися эрозионными врезами и усиливающимся общим эрозионным расчленением.

**Fig. 2.** Paleogeographical scenario of the Late Cretaceous – Cenozoic of the central part of the Baikal region.

*a* – Late Cretaceous (Maastricht) – Early Oligocene (70–30 mln years); *б* – Late Oligocene – Middle Miocene (30–10 mln years).

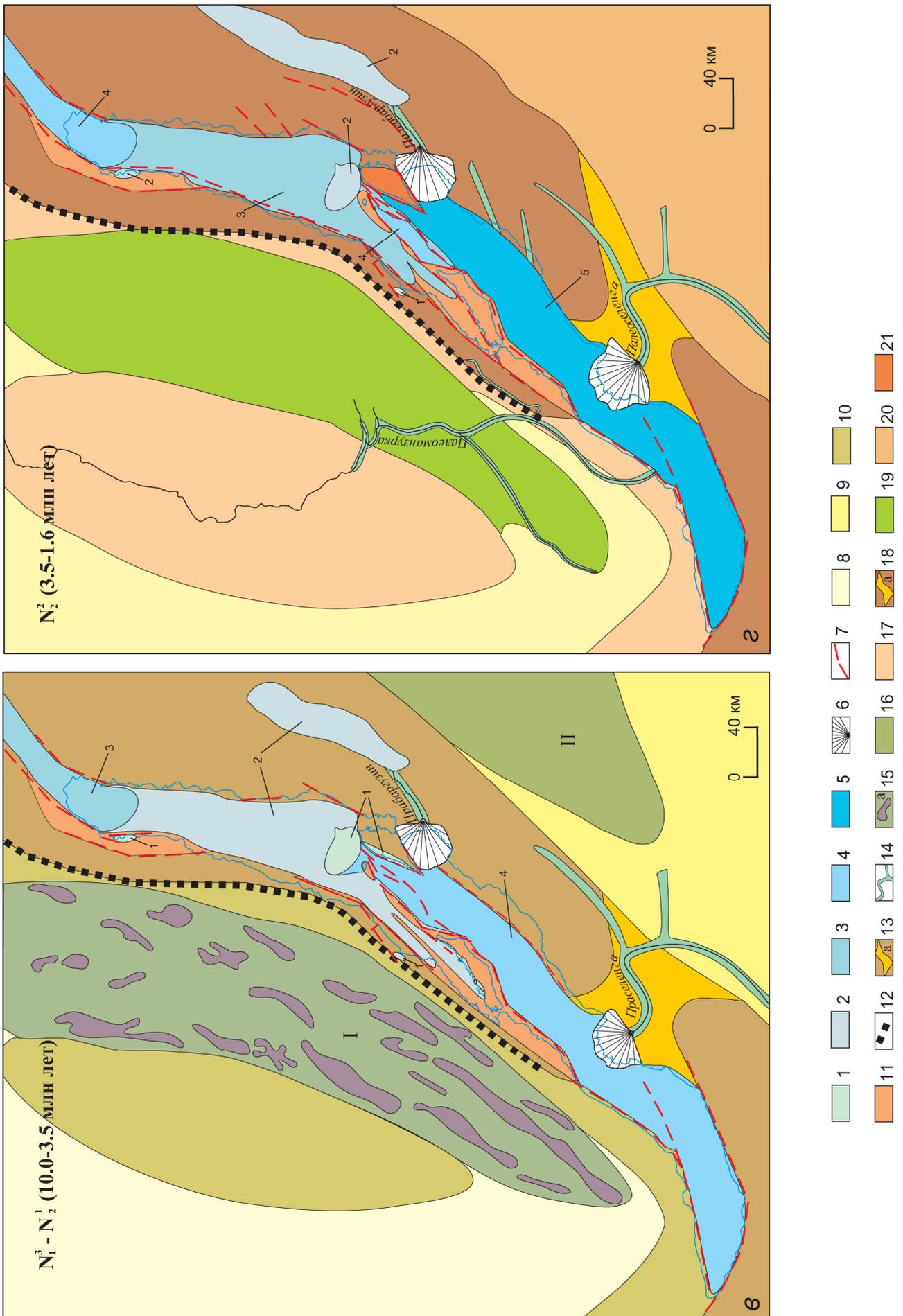
1 – the lake, which depth amounts to a few meters, that is converted into peat bog in some locations; 2–3 – lakes which depths amount to tens of meters (2) and first hundreds of meters (3); 4 – delta; 5 – main fault; 6 – denudation plateau with low elevations and forming peneplane and laterite-caolinite weathering crust; 7 – denudation plateau which is slightly uplifted, with residual (Mesozoic) uplifts, forming peneplane, laterite-caolinite weathering crust, and subareal red-coloured clay cover (a – determined residual uplifts); 8 – low denudation valley, at some locations – low denudation plateau with forming peneplane and laterite-caolinite weathering crust (a – bedded; b – bottom); 9 – denudation-accumulation plain of the forming Pre-Baikal peririft trough (I) that is formed by lake, lake-alluvial and lake-bog depressions separated by low watersheds, with forming peneplane and laterite-caolinite weathering crust (a – separate depression); 10 – boundary near-ridge depression; 11 – escarpment of the terrigenous bench; 12 – river valley; 13 – denudation-accumulation low plain of the forming Pre-Baikal peririft trough (I) that is formed by lake, lake-alluvial and lake-bog depressions with super-thick sediments of peatlands separated by low watersheds, with relics of the Late Cretaceous – Eocene peneplane and weathering crust, with forming near-valley pediments and greenish hydro-mica-montmorillonite weathering crust (a – separate depression); 14 – Selenga-Vitim trough (II); 15 – uplifted denudation plateau with residual ridges and relics of the Late Cretaceous – Eocene peneplane, weathering crust and subareal clayey cover, with forming erosion channels, pediments, hydro-mica-montmorillonite and coalinite-hydro-mica weathering crust (a – low saddle); 16 – denudation plateau and shield-type uplift, poorly segmented, with relics of the Late Cretaceous – Eocene peneplane, laterite-caolinite weathering crust, with forming near-valley pediments and hydro-mica-montmorillonite weathering crust; 17 – denudation lowland with forming erosion channels and increased overall erosion segmentation.

этих галек связаны с пляжем района северной оконечности п-ова Святой Нос [Мац, 1974]. Эта загадка в свое время не получила сколько-нибудь удовлетворительного разрешения, но вполне резонно объясняется деятельностью древней Верхней Ангары, впадавшей в Среднебайкальскую впадину в районе северной оконечности Святого Носа.

Со второго подэтапа (10 млн лет), с позднего миоцена, началось формирование нижнего горизонта красноцветной формации, сложенной субаэральными отложениями и палеопочвами с многочисленными местонахождениями остатков млекопитающих и моллюсков [Мац и др., 1982]. В то же время в Академическом поднятии образовался пролив, через который началась трансгрессия вод Южно-Среднебайкальской впадины в Северобайкальскую [Mats et al., 2000; Khlystov et al., 2001] – формировалось Сасинское протоозеро, накапливались осадки сасинской свиты верхнего миоцена – нижнего плиоцена. Трансгрессия связана с проявлением северобайкальской фазы тектогенеза

около 10 млн лет тому назад, разделившей этап на два подэтапа. С этой фазой проявился пароксизм сжатия, приведший к смятию в складки тагайской свиты и несогласию (угловое и азимутальное) в основании сасинской свиты и ее аналогов в донном разрезе. Воды трансгрессии первоначально скапливались вдоль понижений у листрического сброса западного борта впадины, что согласуется с установленным распространением локальных эндемиков в этой зоне [Sitnikova, 2006]. В то же время продолжалось формирование палеодельты – верхней части ее разреза – стратиграфического аналога сасинской свиты.

Сасинское озеро было сравнительно крупным. Несмотря на жаркий климат, оно было холодноводным, о чем говорит бескарбонатность осадков, и олиготрофным. Воды отличались низкой минерализацией и, по видимому, низкой плотностью населения гидробионтов – в осадках крайне низки содержания органического углерода. По составу поглощенного комплекса сасинские отложения сходны с южнобайкальскими



**Рис. 2 (в–г).**

*в* – поздний миоцен – ранний плиоцен (10.0–3.5 млн лет); *г* – поздний плиоцен (3.5–1.6 млн лет).

*1* – озеро глубиной первые метры, иногда (местами) переходящее в торфяное болото; *2–5* озера глубиной: *2* – до десятков метров, *3* – до первых сотен метров, *4* – до многих сотен метров, *5* – до 1000 м; *6* – дельта; *7* – основной разлом; *8* – денудационная равнина, возвышенная, с формирующимися педиментами и высокими террасами; *9* – денудационное низкогорье с формирующимися эрозионными врезами и усиливающимся общим эрозионным расчленением; *10* – денудационное плато и щитовидное поднятие, возвышенное, со средней степенью эрозионного расчленения, с реликтами позднемиоценового – эоценового пенеппла и связанной с ним корой выветривания, с развивающимися придолинными педиментами и красноцветной корой выветривания; *11* – наклонное плато, низкое, низкогорье пологосклонное межпадинной перемычки (краевой ступени) и внутривпадинного суходола с реликтами древних поверхностей выравнивания и кор выветривания; *12* – пограничная прихребтовая депрессия; *13* – средневысотное денудационное плато с останцовыми возвышенностями, реликтами древних поверхностей выравнивания, кор выветривания (латерит-каолининовой и гидрослюдисто-монтмориллонитовой) и субаэрального глинистого покрова, с формирующимися эрозионными врезами, педиментами и красноцветной корой выветривания (*а* – низкая седловина); *14* – речная долина; *15* – денудационно-аккумулятивная низменная равнина Предбайкальского перифриктового прогиба (I), образованная озерными, озерно-болотными депрессиями с накоплением торфяников, разделенными низкими водоразделами, с реликтами позднемиоценового – эоценового пенеппла и коры выветривания, с формирующимися придолинными педиментами и корой выветривания, в том числе красноцветной (*а* – частная депрессия); *16* – Селенгино-Витимский перифриктового прогиба (II); *17* – денудационное плато и щитовидное поднятие, высокое, глубокорасчлененное, с реликтами древних поверхностей выравнивания и кор выветривания, с развивающимися придолинными педиментами и красноцветной корой выветривания; *18* – сводовое поднятие, среднегорное (до 2000 м), образованное системой частных сводов, полусводов, горстовых блоков, с останцовыми грядами, незначительными по площади реликтами древних поверхностей выравнивания, кор выветривания и субаэрального глинистого покрова, с формирующимися эрозионными врезами (этап врезания около 3–2 млн лет назад), педиментами и красноцветной корой выветривания (*а* – низкогорная седловина); *19* – аккумулятивно-денудационная равнина вырождающегося Предбайкальского перифриктового прогиба с формирующимися придолинными педиментами и красноцветной корой выветривания; *20* – денудационное среднегорье с усиливающимся эрозионным расчленением, формирующимися долинами прорыва и котловинами, педиментами, высокими террасами и красноцветной корой выветривания; *21* – растущее внутривпадинное поднятие.

**Fig. 2 (в–г).**

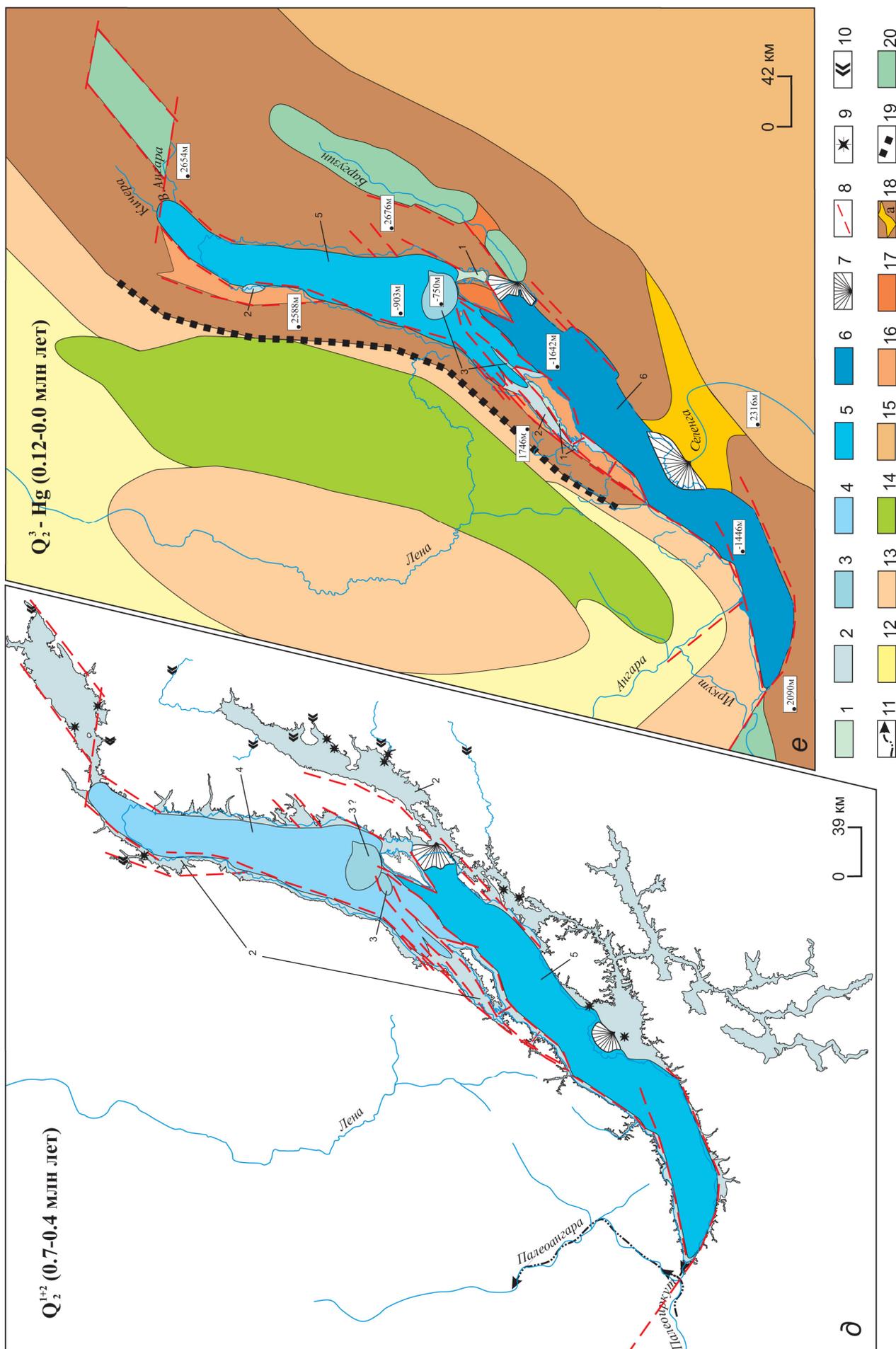
*в* – Late Miocene – Early Pliocene (10.0–3.5 mln years); *г* – Late Pliocene (3.5–1.6 mln years).

*1* – the lake, which depth amounts to a few meters, that is converted into peat bog in some locations; *2–5* – lakes which depths amount to tens of meters (*2*), first hundreds of meters (*3*), many hundreds of meters (*4*), and up to 1000 m (*5*); *6* – delta; *7* – main fault; *8* – denudation plain, uplifted, with forming pediments and high terraces; *9* – denudation low-mountain area with forming erosion channels and increased overall erosion segmentation; *10* – denudation plateau and shield-type uplift, with medium erosion segmentation, with relics of the Late Cretaceous – Eocene peneplane and associated weathering crust, with forming near-valley pediments and red-coloured weathering crust; *11* – steep, low plateau, low-mountain area with low-gradient slopes of the intra-basin, marginal bench, and intra-basin dry valley with relics of ancient peneplanes and weathering crusts; *12* – boundary near-ridge depression; *13* – medium-elevation denudation plateau with residual uplifts and relics of ancient peneplanes and weathering crusts (laterite-caolinite and hydro-mica-montmorillonite) and subaral clayey cover, with forming erosion channels, pediments and red-coloured weathering crust (*а* – low saddle); *14* – river valley; *15* – denudation-accumulation low plain of the Pre-Baikal peririft trough (I) that is formed by lake, lake-alluvial and lake-bog depressions with super-thick sediments of peat lands separated by low watersheds, with relics of the Late Cretaceous – Eocene peneplane and weathering crusts, with forming near-valley pediments and weathering crusts, including red-coloured ones (*а* – separate depression); *16* – Selenga-Vitim trough (II); *17* – denudation plateau and shield-type uplift – high, deeply segmented, with relics of ancient peneplanes and weathering crusts, with forming near-valley pediments and red-coloured weathering crust; *18* – mid-mountain dome uplift (up to 2000 m) that is formed by a system of individual arcs, semi-arcs, horst block, with outlier ridges, small area of relics of ancient peneplanes, weathering crusts and subaral clayey cover, with forming erosion channels (dating back to about 3–2 mln years), pediments and red-coloured weathering crust (*а* – low-mountain saddle); *19* – accumulation-denudation plain of the degenerating Pre-Baikal peririft trough with forming near-valley pediments and red-coloured weathering crust; *20* – denudation mid-mountain area with increasing erosion segmentation, forming valley gaps and hollows, pediments, high terraces and red-coloured weathering crust; *21* – growing inter-valley uplift.

(танхойскими). В основании сасинской свиты, сложенной зеленоцветными («голубыми») бескарбонатными песчано-глинисто-алевритовыми осадками с многочисленными Fe/Mn конкрециями, залегают красноцветные КВ и щебнисто-галечно-песчаный пласт отложений волноприбойной зоны, прослеженный в ряде выходов свиты на о. Ольхон и западном склоне подводного Академического хребта [Зоненшайн и др., 1993]. По периферии озерных фаций протягиваются известковистые глинисто-алевритовые отложения теплых лагун. Они были населены многочисленными моллюсками и другими животными. На раннем этапе лагуны сохраняли связь с сасинским бассейном – в отложениях найдены байкальские эндемики – диатомеи, остра-

коды. Со второй половины существования лагуны тереяли связь с основным бассейном, зарастали харовыми водорослями и заполнялись красноцветным мелкозерном, который сносился с суши. Там формировались красноцветные делювио-пролювий и субтропические палеопочвы нижнего горизонта красноцветной формации.

Климат Протобайкальского этапа на ранних стадиях был влажным субтропическим. Среднегодовые температуры, по данным С.М. Поповой, были порядка +15 ... +20 °С [Попова и др., 1989]. Затем последовало снижение температур, а к позднему миоцену – раннему плиоцену – повышение. Одновременно последовала аридизация климата, приведшая к формированию



**Рис. 2 (д–е).**

д – ранний–средний неоплейстоцен (0.7–0.4 млн лет), этап высокого стояния уровня Байкала вследствие тектонического подпора, связанного с поднятиями западного плеча рифта; е – поздний неоплейстоцен – голоцен (0.12–0.0 млн лет).

1 – озеро глубиной первые метры, иногда (местами) переходящее в торфяное болото; 2–6 озера глубиной: 2 – до десятков метров, 3 – до первых сотен метров, 4 – до многих сотен метров, 5 – до 1000 м, 6 – более 1000 м, с максимумами до 1400–1600 (1642) м; 7 – дельта; 8 – основной разлом; 9 – находки байкальских эндемичных организмов, таких, как *Aulocoseira baicalensis* и *Lubomirskia baicalenus* Pall в составе озерных отложений, сформировавшихся в условиях подпора стока из озера; 10 – места обитания популяций байкало-ленского хариуса в притоках оз. Байкал (по данным [Knizhin et al., 2008]); 11 – канал стока озера в раннем – позднем неоплейстоцене (около 0.70–0.06 млн лет); 12 – денудационное низкоегорье с формирующимися эрозионными врезами и усиливающимся общим эрозионным расчленением; 13 – денудационное плато и щитовидное поднятие, высокое, глубокорасчлененное, с реликтами древних поверхностей выравнивания и кор выветривания (преимущественно дресвяная зона) и с развивающимися придолинными педиментами; 14 – аккумулятивно-денудационная равнина вырождающегося Предбайкальского перифристового прогиба; 15 – денудационное среднегорье с формирующимися педиментами, террасами среднего и низкого уровня; 16 – краевое наклонное плато, низкое, низкоегорье пологосклонное, с долинообразными грабенами, реликтами мел-палеогенового пенеппла, каолинит-латеритной коры выветривания, третичного красноцветного делювиального покрова, миниатюрными мел-палеогеновыми впадинами с марганценосными и фосфоритоносными отложениями; 17 – высокое внутривпадинное поднятие, расчлененное; 18 – сводовое высокогорное поднятие с высотами до 2500 м и более, альпинотипным и гольцовым рельефом, единичными миниатюрными ледниками, останцовыми (мезозой?) грядами, деформированными реликтами (в гольцовой зоне) мел-палеогенового пенеппла, коры выветривания и делювиального покрова, третичных педиментов с красноцветными корой выветривания и глинистым покровом, глубокорасчлененное формирующимися эрозионными врезами (а – низкоегорная седловина); 19 – пограничная прихребтовая депрессия; 20 – аккумулятивная преимущественно озерно-аллювиальная равнина сухоходольной рифтовой впадины позднеорогенного этапа.

**Fig. 2 (d–e).**

д – Early – Middle Pleistocene (0.7–0.4 mln years), the stage when Lake Baikal was high due to tectonic backwater effect caused by uplifting of the western rift shoulder; e – Late Neo-Pliocene – Holocene (0.12–0.0 mln years).

1 – the lake, which depth amounts to a few meters, that is converted into peat bog in some locations; 2–6 – lakes which depths amount to tens of meters (2), first hundreds of meters (3), many hundreds of meters (4), and up to 1000 m (5); 6 – over 1000 m, with maximum depths of 1400–1600 m (1642 m); 7 – delta; 8 – main fault; 9 – areas wherein Baikal endemic species such as *Aulocoseira baicalensis* and *Lubomirskia baicalenus* Pall were found in lacustrine deposits which formed in conditions of backwater effect from the lake; 10 – areas wherein Baikal-Lena grayling populations are found in tributaries of Lake Baikal (from [Knizhin et al., 2008]); 11 – lake water channel in the Early – Late Neo-Pleistocene (about 0.70–0.06 mln years); 12 – denudation low-mountain area with forming erosion channels and increasing overall erosion segmentation; 13 – denudation plateau and shield-type uplift – high, deeply segmented, with relics of ancient peneplanes and weathering crusts (primarily, arena zone), with forming near-valley pediments; 14 – accumulation-denudation plain of the degenerating Pre-Baikal peririft trough; 15 – denudation mid-mountain with forming pediments, medium- and low-level terraces; 16 – low marginal sloped plateau, low-mountain area with valley-like grabens, relics of the Cretaceous – Paleogenic peneplane, caolinite-laterite weathering crust, Tertiary red-coloured deluvial cover, small-sized Cretaceous – Paleogenic valleys with manganese- and phosphorite-bearing deposits; 17 – high intra-valley uplift (dissected); 18 – dome-shaped high-mountain uplift with elevations up to 2500 m and higher, alpine-type and goltsy landscape, individual small-size glaciers, residual (Mesozoic?) ridges, deformed relics (in the goltsy zone) of the Cretaceous – Paleogenic peneplanes, weathering crust and deluvial cover, Tertiary pediments with red-coloured weathering crust and clayey cover, deeply segmented by forming erosion channels (a – low-mountain saddle); 19 – boundary near-ridge depression; 20 – accumulation, primarily lacustrine-alluvial plain of the dry rift valley of the Late Orogenic stage.

красноцветной формации. Климат был подобен климату субтропиков Средиземноморья. На смену лесным ландшафтам ранней половины этапа пришли ландшафты степей, полупустынь, саванн. В составе фауны верхнего миоцена – нижнего плиоцена распространены примитивные тушканчики *Lophocricetus*, которые могли существовать лишь в пустынях и сухой степи с редким низким растительным покровом. Типичными степными формами были и цокоры *Prosisrphneus*. Часть захороненных здесь же моллюсков – обитатели сухих склонов. Наряду с этим, в низинах на берегах озер и вдоль эрозионных ложбин был развит древесно-кустарниковый покров. Здесь кормились кабарговые, зайцеобразные, олени; обильная растительность требовалась и носорогу. В водоемах жили древние бобры *Monosaulux* [Мац и др., 1982].

Сухие фазы сменялись фазами увлажнения. Об этом свидетельствуют литологические особенности

отложений. Одна из наиболее интенсивных фаз аридизации связана с кровлей раннего плиоцена, когда была сформирована красно-коричневая почва с мощным карбонатным горизонтом в кровле. Он сходен с аккумулятивной КВ типа каличе.

### 3.2.3. Палеобайкальский (3.5–0.5? млн лет) – Байкальский (0.5? млн лет – современность) этап

С начала этапа кардинально изменились тектоника, климат и все производные от них абиотические компоненты. Особенно крупные преобразования претерпел наземный и подводный рельеф Байкальского рифта. Климат менялся от сухого субтропического (средиземноморского типа) в начале этапа к умеренному и нивальному ледниковому в финале. События этого этапа детально изучены благодаря мультидисциплинарным исследованиям, проведенным под эгидой

BICER. Особенно важное значение имеет реализация проекта «Байкал-бурение» под руководством академика М.И. Кузьмина [Kuzmin et al., 2001].

В конце предшествующего и начале данного этапа проявились тектонические движения ольхонской тектонической фазы (4–3 млн лет тому назад). Она сопровождалась, в том числе, сжатием, затронувшим отложения, экспонированные в прибрежной полосе, и донную толщу, что обусловило смятие верхнеплиоценовых отложений в пологие складки и несогласное залегание на них более молодых отложений. Кроме того, с ольхонской фазой связаны крупные вертикальные тектонические движения, приведшие к значительным поднятиям в горном обрамлении БВ и опусканиям ее внутренних зон. Поднятиями ольхонской фазы были захвачены также внутривпадинные блоки – Ольхонский и Святоносский.

С поднятиями связана интенсификация эрозионно-денудационных процессов, сопровождавшаяся массовым уничтожением древних элементов рельефа, формированием молодых форм, общим увеличением энергии рельефа. В позднем плиоцене начался рост Байкальского сводового поднятия и перестройка речной сети, сопровождавшаяся перехватом водотоков ленской системы притоками Байкала. С этим связано появление в бассейне Байкала хариуса из бассейна р. Лены [Knizhin et al., 2008].

Сток байкальских вод осуществлялся по системе р. Праманзурка. Началась деградация Предбайкальского предгорного прогиба, водные объекты которого дренировала система р. Праманзурка. В области поднятых плеч рифта формировался альпинотипный и гольцовый горный рельеф. Одновременно увеличивалась глубина Палеобайкала (рис. 2, г).

Сносимые во впадину продукты разрушения образовали в береговой зоне Палеобайкала пояс каменистых грубообломочных отложений, сменивших преимущественно мелкоземистые осадки предыдущего этапа. Грубообломочные фации особенно характерны для западных побережий – шанхайхинская (бывшая ановская или охристая) свита, тогда как вдоль восточных побережий господствовали песчаные отложения. К плиоцен-четвертичной границе высота поднятий была снижена и валунно-галечные отложения сменялись песчаными. Однако в результате поднятий, обусловленных последующими приморской (около 1 млн лет тому назад) и тьйской (0.15–0.12 млн лет) тектоническими фазами, возобновлялось формирование пояса грубообломочных каменистых грунтов. Тектоническими фазами этап был подразделен на три подэтапа (рис. 2, г–е).

Одновременно с формированием грубообломочных отложений верхнего плиоцена, в Приольхонье и на ове Ольхон накапливались осадки верхнего горизонта красноцветной формации – глины, пески, педоседименты харанцинской свиты. Палеопочвы харанцинского времени относятся к классу коричневых и сви-

детельствуют о снижении температур сравнительно с ранним плиоценом, но все же о климате сухих субтропиков – юга сухого умеренно-теплого пояса [Воробьева и др., 1995].

Вдоль западных поднятых плеч рифта формировался подгорно-веерный пояс. В его строении отражена этапность тектонических движений. Выделяются наземные и подводные части конусов выноса. Они формируют мысы, характерные для западных бортов Байкальской впадины.

Внутренние зоны Палеобайкала на протяжении этапа углублялись. Сформировался приглубый профиль дна озера, особенно резко выраженный у западных побережий. Прибрежный пояс грубообломочных отложений в глубь впадины фациально замещается абиссальными мелкоземистыми [Kuzmin et al., 2001; Bezrukova et al., 2004]. Накапливались полимиктовые осадки. По химико-минералогическому составу они близки к отложениям танхойской свиты и осадкам энсиалических геосинклиналей. Глубина бассейна в первой половине Палеобайкальского этапа, вероятно, достигала 1000 м. Современные ультраглубоководные зоны образовались в конце среднего неоплейстоцена, около 0.15–0.12 млн лет тому назад, вследствие проявлений тьйской фазы тектогенеза и ее постумных движений (рис. 2, е).

Развитие рифтогенеза активизировалось действием растущего астеносферного выступа. Структура рифта вновь приобрела характер одностороннего грабена и соответствует модели Вернике. Раздвижение рифта шло по типу чистого раздвига [Зоненшайн и др., 1995]. В связи с этим накопившиеся донные отложения залегают горизонтально и образуют слоистый недеформированный ССК [Хатчинсон и др., 1993; Казьмин и др., 1995; Moor et al., 1997]. Усиливалось проявление сейсмических событий, что сопровождалось катастрофическими явлениями.

В начале позднего плиоцена, 3–2 млн лет тому назад, установлены следы похолодания, которое вызвало изменение типов почв. Красно-коричневые почвы (red clay) предшествующего этапа сменились красновато-коричневыми (redish clay), свойственными территориям с меньшей температурной обеспеченностью, хотя они и оставались в зоне сухих субтропиков – сухих районов теплоумеренной зоны [Воробьева и др., 1995]. Это похолодание четко выявлено и по данным глубоководного бурения, согласно которым оно датировано в 2.82–2.48 млн лет. Е.Б. Карабанов и другие с этим похолоданием связывают оледенения гор Прибайкалья [Kuzmin et al., 2001]. Однако климат первой половины позднего плиоцена был теплее современного, и оледенение в это время представляется невероятным. Собранные в изобилии моллюски, по данным С.М. Поповой, в частности присутствие видов рода *Gastrocopta* подрода *Sinalbinula*, позволяют считать, что здесь господствовал климат с положительными среднегодовыми температурами (около +5 °С или несколько ниже)

[Мац и др., 1982; Попова и др., 1989]. Верхняя треть разреза харандинской свиты накапливалась при отрицательной среднегодовой температуре (криогенез, тундрово-глеевые почвы), а в финале плиоцена (1.8–1.6 млн лет) вернулись условия умеренной зоны (серые лесные почвы, температуры порядка +2 ... +3 °С, о чем свидетельствуют состав моллюсков и характер почв) [Мац и др., 2001]. По керну глубоководного бурения это похолодание датировано в 1.75–1.45 млн лет [Kuzmin et al., 2001]. Именно это похолодание привело к развитию оледенения в горах Прибайкалья. Таким образом, на протяжении позднего плиоцена произошел переход от не свойственных современности обстановок к типичным для всего квартера.

В квартере оледенения периодически сменялись межледниковьями. Под воздействием ледовой нагрузки происходили изостатические опускания земной коры, в межледниковья имели место изостатические поднятия [Levi et al., 1998], что приводило к перераспределению зон седиментации и денудации. Климатически обусловленные явления оказывали глубочайшее влияние на все составляющие природного комплекса региона, в том числе и на жизненные процессы. Эти вопросы детально рассмотрены в многочисленных публикациях (сводка в журнале «Геология и геофизика», 2001. Т. 42, № 1–2, и др.). Установлена важнейшая особенность разреза внутренней зоны Байкала [Гранина и др., 1993; Грачев и др., 1997], сложенного ритмически чередующимися диатомовыми илами (продукт межледниковых обстановок) и плотными глинисто-алевритовыми осадками, практически лишенными остатков диатомей (продукт ледниковий).

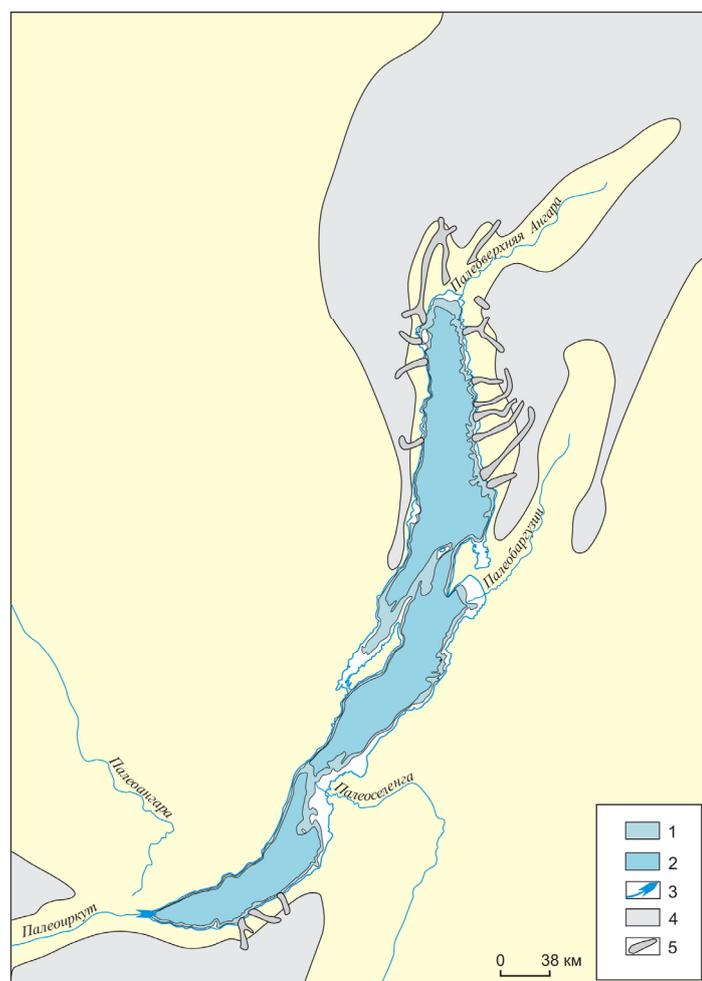
Изменения климата и рельефа определили изменения геохимии ландшафтов и их продуктивности, типов выветривания и состава КВ, а также процессов почвообразования и типов палеопочв, процессов седиментации. Абсолютное господство приобрело физическое выветривание, не сопровождавшееся или почти не сопровождавшееся миграцией химических элементов. В ледниковья в зоне выветривания формировались реголиты. В бассейн седиментации поступало тонко перетертое ледниками вещество кристаллических пород фундамента – «ледниковое молочко», в составе которого, в его «глинистой» фракции, отсутствуют глинистые минералы [Мац и др., 2001; Solotchina et al., 2001]. В ледниковые эпохи во многие разы уменьшалась биопродуктивность ландшафтов [Перельман, 1966], менялись все характеристики физико-химического состояния среды [Shimaraev, Mizandrontsev, 2003]. Это обуславливало резкое падение поступления в бассейн биогенных элементов, например кремнезема, особенно той его наиболее усвояемой части – аморфного кремнезема, которая была связана с органическим веществом. По-видимому, основная масса биогенного кремнезема поступает в бассейн за счет растительного опада. Определенную роль играло и сокращение стока вод во впадину при оледенениях [Осипов, 2005; Гра-

чев, 2008]. Однако гипотеза о прекращении стока р. Селенги в ледниковья, базирующаяся на геохимических данных [Грачев, 2008], входит в противоречие с геологическими сведениями о строении аллювия Селенгинской впадины, где задокументированы отложения, в том числе ледниковый [Коломиец, Будаев, 2010б]. Таким образом, резкое снижение поступления биогенных элементов связано не с мифическим прекращением стока р. Селенга, а с качественным изменением химического стока, обусловленного изменениями процессов выветривания, почвообразования и общим снижением биопродуктивности ландшафтов при наступлении ледниковий.

Сокращение поступления биогенных компонентов, в частности кремнезема, приводило к почти полному вымиранию диатомовых водорослей, сохранявшихся лишь в рефугиумах. В межледниковья приток биогенов возобновлялся и вновь бурно разрастался диатомовый планктон, возобновлялось накопление биогенных илов. Эти вымирания – воскрешения послужили механизмом эволюции байкальских диатомей [Грачев и др., 1997; Khursevich et al., 2001], хотя появление новых для Байкала видов было связано не только с эволюцией, но и с миграционными процессами. Изменения природной обстановки в цикле оледенение – межледниковье коренным образом сказывались на всех биотических компонентах БВ, однако рассмотрение этих процессов не входит в нашу задачу, и упомянуты лишь те из них, которые непосредственно сказались на палеогеографических обстановках.

В ледниковья уровень бассейна снижался [Мац и др., 2001; Грачев, 2008; Khlystov et al., 2008; Mats et al., 2002] и он на короткое время (не более 10000 лет – Л.З. Гранина в работе [Mats et al., 2002]) становился бессточным (рис. 3).

Вследствие ускорения поднятий западного плеча рифта, связанного с приморской фазой тектогенеза, около 1 млн лет тому назад был разорван канал стока байкальских вод в бассейн р. Лены по системе р. Праманзурка (сравни рис. 2, г, и рис. 2, д). Проявления приморской фазы установлены и в разрезе донных отложений по несогласию в залегании слоев. Оно датировано временным интервалом от 1 млн до 820 тыс. лет тому назад [Bezrukova et al., 2004]. Разрыв Праманзурского стока и поднятия плеча рифта сопровождались тектоническим подпором и поднятием вод бассейна до уровня нового порога стока по древней Культучно-Иркутской долине системы р. Енисей [Кононов, Мац, 1986] (рис. 2, д). При этом формировались молодые высокие байкальские террасы [Yefimova, Mats, 2003] и имела место ингрессия вод Байкала в Баргузинскую, Усть-Селенгинскую впадины [Коломиец, Будаев, 2010а, 2010б] и другие низменные участки. В верховья ряда притоков Байкала проникли верхоленские формы хариуса [Knizhin et al., 2008]. В отложениях 120-метровой террасы в районе Оймюра найдены остатки эндемичной байкальской диатомеи *Aulocoseira*



**Рис. 3.** Гипотетический контур акватории в ледниковья неоплейстоцена. 1 – при допущении снижения уровня на 100 м; 2 – при допущении снижения уровня на 300 м, в условиях гипсометрического положения дна озера на 200 м выше современного; 3 – направление речного стока Палеоиркута; 4 – область горного оледенения; 5 – долинные выводные ледники.

**Fig. 3.** Hypothetic contour of the water area in the Neopleistocene glaciation periods. 1 – in case of lowering the level by 100 m; 2 – in case of lowering the level by 300 m, in conditions of hypsometric positioning of the lake's bottom 200 m above the recent level; 3 – direction of the Paleo-Irkut river stream; 4 – mountain glaciation area; 5 – valley's outlet glaciers.

baicalensis [Yefimova, Mats, 2003], возраст которой не древнее 120 тыс. лет [Khursevich et al., 2001]; в песках, образовавшихся в связи с поднятием уровня озера, обнаружены остатки и других байкальских организмов (см. рис. 2, д). С момента возникновения стока в систему р. Енисей мы предлагаем в палеогеографических описаниях использовать для обозначения озера Байкальской впадины наименование Байкал.

Иркутский канал стока функционировал до образования нового, более низкого, порога стока по тектонической ложине верхнего отрезка долины р. Ангары, которая открылась вследствие опускания Ливзьянско-

го блока под воздействием постумных движений тьйской фазы тектогенеза около 60 тыс. лет тому назад [Yefimova, Mats, 2003].

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На базе детально разработанной и модернизированной схемы стратиграфии центральной части Байкальского региона и корреляции отложений донной толщи БВ и окружающей суши впервые составлены цветные палеогеографические схемы для времени формирования Байкальского рифта. Показано, что первый этап формирования Байкальского рифта был в позднем мелу – раннем олигоцене, задолго до Индо-Евразийского столкновения. На палеогеографических картах-схемах отражены изменения рельефа суши и глубин водных бассейнов, преобразования гидрографических связей Байкала и его предшественников с водными артериями Центральной Азии, показано развитие региона в три этапа и пять подэтапов вместо общепринятой схемы двухэтапного развития. Выдвинута гипотеза связи образования палеодельты в районе северной оконечности Академического хребта с деятельностью Верхней Протоангары взамен принятого объяснения ее формирования в связи с Протобаргузином.

За длительное геологическое развитие в Байкальском регионе последовательно сменились во времени все те ландшафтно-климатические природные зоны, за исключением экваториальной и собственно тропической, которые сменяют друг друга на пространствах Земли сегодня. Параллельно менялись высотные пояса от слабоприподнятых пенеблензированных равнин к приподнятым и высоким плато и к альпинотипным и гольцовым высокогорьям. Менялись и водные бассейны Байкальского рифта, которые, в конце концов, достигли современных глубин, наибольших для пресных озер Земли. Соответственно менялись все свойства косных компонентов Природы. При этом, наряду с уничтожением прошлых и формированием новых компонентов, в особых зонах (например, Приморский хребет) сохранялись реликты ранее существовавших элементов. Это составляет базу палеогеографических реконструкций.

Общие тенденции палеогеографических преобразований осложнялись местными факторами. Это особенно заметно на примере позднемiocеновой–плиоценовой аридизации. Ее следы резко выражены в Приольхонье и незаметны на наветренных склонах Хамар-Дабана и Святого Носа. И в настоящее время между этими районами заметны различия влажности климата – в Приольхонье она составляет 200 мм/год, а на Хамар-Дабане – 1200 мм/год [Байкал. Атлас, 1993]. Хотя климатические характеристики позднего миоцена – плиоцена, несомненно, отличались от современных, тенденция, выраженная в приведенных цифрах, сохранялась. В Приольхонье и на о-ве Ольхон аридные об-

становки приводили к образованию красноцветной формации, развитию почв, свойственных аридным зонам; в строении разрезов ясно выражены следы выпотного режима, сопровождавшегося аккумуляцией на временной дневной поверхности покрова карбонатов (доломит); формировалась аккумулятивная КВ типа каличе; среди ископаемых животных присутствовали формы пустынно-степных стадий. В разрезах на хамар-дабанском побережье отсутствуют красноцветы, в плиоценовой КВ развит каолинит, образование которого требует повышенного увлажнения. На полуострове Святой Нос развита красноцветная КВ, однако и здесь в ее составе присутствует каолинит.

Другим примером влияния местных условий может служить распределение паводковых вод в предгорьях Хамар-Дабана. Там, где его склоны вплотную приближены к берегу Байкала, выпадение обильных дождей немедленно вызывает подъем паводковых вод, что нередко сопровождается сходом разрушительных селей. В случае, когда на участках между берегом озера и подножием Хамар-Дабана простирается аккумулятивная равнина, сложенная рыхлыми толщами неогена, существует буферный гидрогеологический бассейн подземных вод. Он поглощает массы паводковых вод, сходящих с Хамар-Дабана, регулируя таким образом их приход на поверхность. Располагаясь лагерем на берегу р. Выдриная, мы с удивлением отмечали, что, несмотря на обильные дожди, уровень реки не подымался. Когда же в ходе буровых работ нами был пройден водоупорный горизонт, были вскрыты напорные грунтовые воды, давление которых было так велико, что из скважины был выброшен весь бурильный комплект.

Коррекция хода процессов местными особенностями выражена в распределении и масштабах оледенения гор, окружающих Байкал [Levi et al., 1998], а также и в других явлениях. Выполняя палеогеографические реконструкции, мы должны учитывать как общие тенденции, так и местные условия, вносящие определенные изменения в обстановку, а иногда и в корне меняющие ее.

## 5. ЛИТЕРАТУРА

*Байкал. Атлас.* М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. 159 с.

*Бухаров А.А., Фиалков В.А.* Геологическое строение дна Байкала: Взгляд из «Пайсиса». Новосибирск: Наука, 1996. 112 с.

*Вислобокова И.А.* О парнопалых из нижнего миоцена бухты Тагай о. Ольхон (Байкал) // Палеонтологический журнал. 1990. № 2. С. 134–138.

*Воробьева Г.А., Мац В.Д., Шимараева М.К.* Палеоклиматы позднего кайнозоя Байкальского региона // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 82–96.

*Воробьева Г.А., Савельев Н.А., Горюнова О.И.* Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири // (К XVIII конгрессу ИНКВА. КНР. 1991 г.). Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета, 1990. С. 109–144.

*Галазий Г.И., Кузьмин М.И., Лут Б.Ф.* О возрасте впадины Байкала

(на основе оценки поступающего в нее взвешенного и растворенного вещества) // География и природные ресурсы. 1999. № 1. С. 10–15.

*Геосинклиальный литогенез* на границе континент–океан / Отв. ред. Е.В. Краснов. М.: Наука, 1987. 176 с.

*Гранина Л.З., Грачев М.А., Карабанов Е.Б., Купцов В.М., Шимараева М.К., Вильямс Д.Ф.* Аккумуляция биогенного кремнезема в донных отложениях Байкала // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 149–159.

*Грачев М.А.* Озеро Байкал – природная лаборатория для изучения видообразования // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле: Материалы научно-практической конференции (п. Листвянка, Иркутская область, 18–20 марта 2008 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 319–321.

*Грачев М.А., Лихошвай Е.В., Воробьева С.С., Хлыстов О.М., Безрукова Е.В., Вейнер Е.В., Гольдберг Е.И., Гранина Л.З., Корнакова Е.Г., Лазо Ф.И., Левина О.В., Летунова П.П., Отинов П.В., Пирог В.В., Федотов А.П., Вашкевич С.А., Бобров В.А., Сухоруков Ф.В., Резчиков В.И., Федорин М.А., Золотарев К.В., Кравчинский В.Я.* Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 957–980.

*Домбровская Ж.В., Аргельянец М.М., Волков В.Н.* О радиологическом возрасте эпигенетически измененных серицитизированных и алунитизированных пород байкальской серии Западного Прибайкалья // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 3. С. 69–73.

*Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И.* Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. 1995. № 3. С. 46–58.

*Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И., Добрецов Н.Л., Баранов Б.В., Кононов М.В., Мац В.Д., Балла З., Фиалков В.А., Харченко В.В.* Геология дна Байкала, изученная с подводных аппаратов «Пайсис» // Доклады АН. 1993. Т. 330. № 1. С. 84–88.

*Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клигторд К., Мур Т., Хатчинсон Д., Шольц К., Вебер И.* Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 164–176.

*Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Баргузинская рифтовая впадина в неоплейстоцене: геология и история формирования осадочных толщ // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения / Под ред. Е.В. Скларова, С.В. Рассказова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010а. Т. 1. С. 173–176.

*Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.* Позднеплейстоценовый аллювиальный морфогенез Усть-Селенгинской рифтовой впадины // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения / Под ред. Е.В. Скларова, С.В. Рассказова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010б. С. 177–180.

*Кононов Е.Е., Мац В.Д.* История формирования стока вод Байкала // Известия вузов. Серия геология и разведка. 1986. № 6. С. 91–98.

*Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–30.

*Логачев Н.А.* Саяно-Байкальское Становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 16–162.

*Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 196 с.

*Мартинсон Г.Г.* Палеогеновый этап развития крупных озер Северо-Восточной Азии и их малакофауна // Геология и геофизика. 1998. № 3. С. 279–286.

*Мац В.Д.* Байкальские террасы низкого комплекса // Природа Байкала. Л.: ВГО, 1974. С. 31–56.

*Мац В.Д.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Афтореф. дис.

- ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1987. 42 с.
- Мац В.Д. Этапы развития Байкальского рифта: стратиграфия и литология отложений // Кайнозойский континентальный рифтогенез: Материалы Всероссийского симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А. Логачева в связи с 80-летием со дня рождения Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1. С. 227–230.
- Мац В.Д., Ефимова И.М. Морфоструктура западного поднятого плеча Байкальского рифта // Геоморфология. 2010. № 1. С. 67–76.
- Мац В.Д., Полатилов А.Г., Попова С.М., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Шимараева М.К. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Попеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
- Мац В.Д., Щербаков Д.Ю. Геологическое развитие Байкальского региона и формирование уникального биоразнообразия Байкала 2008 // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле: Материалы научно-практической конференции (п. Листвянка, Иркутская область, 18–20 марта 2008 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 155–175.
- Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
- Николаев В.Г. О времени заложения Байкальской впадины // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1998. Т. 73. Вып. 4. С. 13–16.
- Николаев Н.И. Закономерности тектонических движений и осадконакопления в позднем кайнозое // Доклады 27-й сессии МГК. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 22–32.
- Осипов Э.Ю. Реконструкция ледникового стока и водный баланс озера Байкал во время последнего ледникового максимума // Четвертая Верещагинская Байкальская конференция: Тезисы докладов и стендовых сообщений (Иркутск, 26 сентября – 1 октября, 2005 г.). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. С. 145–146.
- Павлов С.Ф., Кашик А.С., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 160 с.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1966. 392 с.
- Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Кульчицкий А.А., Воробьева Г.А., Климанова В.М., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Лазо Ф.И., Орлова Л.А., Панычев В.А., Сизиков А.М., Шибанова И.В. Палеолимнологические реконструкции: Байкальская рифтовая зона. Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.
- Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.
- Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П., Лузина И.В., Руднев А.Ф., Резанов И.Н. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 193 с.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Наука, 1967. 232 с.
- Хатчинсон Д.Б., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клигфорд К.Д. Особенности строения осадочной толщи озера Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
- Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенепленизации рельефа // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 1996. Т. 71. Вып. 1. С. 14–26. Вып. 3. С. 31–41.
- Щербаков Д.Ю. Сравнительное исследование эволюционных историй букетов видов байкальских беспозвоночных: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. СПб. – М.: ЗИН РАН, 2003. 39 с.
- Bezrukova E., Bukharov A., Bychinsky V., Colman S., Fedenya S., Gvozdkov A., Geletii V., Goreglyad A., Gorokhov I., Ivanov E., Kawai T., Kalmychkov G., Karabanov E., Kerber E., Khakhaev B., Khomutova M., Khursevich G., Kochukov V., Kravchinsky V., Krainov M., Krapivina S., Kudryashov N., Kuz'min M., Kulagina N., Letunova P., Levina O., Pevzner L., Prokopenko A., Scholz C., Solotchina P., Tkachenko L., Williams D. High-resolution sedimentary record in a new BDP-99 core from Posol'sk Bank in Lake Baikal // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2004. V. 45. № 2. P. 163–193.
- Khlystov O.M., Khanaev I.V., Grachev M.A. Evidence of Lowstand of Lake Baikal during the Last Glaciation // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 422. № 1. P. 1133–1136. doi:10.1134/S1028334X08070301.
- Khlystov O.M., Mats V.D., de Batist M. The southwestern edge of the North Baikal basin: Geologic structure and correlation with Cenozoic sections of Ol'khon and BDP-96 and BDP-98 cores // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2001. V. 42. № 1–2. P. 373–383.
- Khursevich G.K., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Kuz'min M.I., Fedenya S.A., Gvozdkov A.N., Kerber E.V. Detailed diatom biostratigraphy of baikal sediments during the brunhes chron and climatic factors of species formation // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2001. V. 42. № 1–2. P. 108–129.
- King L.C. The morphology of the Earth. A study and synthesis of the world. N.-Y.: Hafner, 1967. 560 p.
- Knizhin I.B., Weiss S.J., Bogdanov B.E., Kopun T. New data on the distribution of the Upper Lena form of grayling (Thymallidae) in the basin of Lake Baikal and its taxonomic status // *Journal of Ichthyology*. 2008. V. 48. № 3. P. 217–223. doi:10.1134/S003294520803003X.
- Kontorovich A.E., Kashirtsev V.A., Moskvina V.I., Burshtein L.M., Zemskaya T.I., Kostyreva E.A., Kalmychkov G.V., Khlystov O.M. Petroleum potential of Baikal deposits // *Russian geology and geophysics*. 2007. V. 48. № 12. P. 1046–1053. doi:10.1016/j.rgg.2007.11.004.
- Kuz'min M.I., Karabanov E.B., Kawai T., Williams D., Bychinskii V.A., Kerber E.V., Kravchinskii V.A., Bezrukova E.V., Prokopenko A.A., Geletii V.F., Kalmychkov G.V., Goreglyad A.V., Antipin V.S., Khomutova M.Yu., Soshina N.M., Ivanov E.V., Khursevich G.K., Tkachenko L.L., Solotchina E.P., Ioshida N., Gvozdkov A.N. Deep drilling on Lake Baikal: main results // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2001. V. 42. № 1–2. P. 8–34.
- Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V. Mountain growth and climatic variations in the earth's history // *Russian geology and geophysics*. 2006. V. 47. № 1. P. 4–20.
- Levi K.G., Mats V.D., Kusner Yu.S., Kirillov P.G., Alakshin A.M., Tolstov S.V., Osipov E.Yu., Efimova I.M., Bak S. Postglacial tectonics of the Baikal rift // *Russian Journal of Earth Sciences*. 1998. V. 1. № 1. P. 59–85. doi:10.2205/1998ES000004.
- Logachev N.A. History and geodynamics of the Baikal rift // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2003. V. 44. № 5. P. 391–406.
- Logachev N.A., Brandt I.S., Rasskazov S.V., Ivanov A.V., Brandt S.B., Konev A.A., Il'yasova A.M. K–Ar dating of the Paleocene weathering crust in the Baikal region // *Doklady Earth Sciences*. 2002. V. 385. № 6. P. 648–650.
- Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Science Review*. 1993. V. 34. № 2. P. 81–118. doi:10.1016/0012-8252(93)90028-6.
- Mats V.D., Fujii S., Mashiko K., Granina L.Z., Osipov E.Yu., Efimova I.M., Klimanskii A.V. Paleohydrology of Lake Baikal in relation to neotectonics // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2002. V. 43. № 2. P. 142–154.
- Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Chermicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A. Evolution of the Academician ridge accommodation zone in the central part of the Baikal rift? From high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. V. 89. № 2.

- P. 229–250. doi:10.1007/s005310000094.
- Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobyova G.A., Granina L.Z.* Upper Cretaceous – Cenozoic clay minerals of the Baikalian region (Eastern Siberia) // *Applied Clay Science*. 2004. V. 24. № 3–4. P. 327–336. doi:10.1016/j.clay.2003.08.008.
- Mats V.D., Lomonosova T.K., Vorobjeva G.A., Vologina E.G.* Late cretaceous – cenozoic sediments of the Baikal rift basin and changing natural conditions // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 1. P. 75–86.
- Moor T.C., Klitgord K.D., Golmshtok A.J., Weber T.* Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *GSA Bulletin*. 1997. V. 109. № 6. P. 746–766. doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0746:SASPIT>2.3.CO;2.
- Papusheva E.P., Sherbakov D.Yu., Sitnikova T.Ya., Zubakov D.Yu., Blinov A.G., Starobogatov Ya.I.* Molecular phylogeny of the genus *Choanomphalus* (Pulmonata: Planorbidae) // *Ruthenica*. 2003. V. 13. № 1. P. 75–80.
- Shimaraev M.N., Mizandrontsev I.B.* Changes in the Baikal ecosystem in the Late Pleistocene–Holocene // *Doklady Earth Sciences*. 2003. V. 388. № 1. P. 117–120.
- Sitnikova T.Ya.* Endemic Gastropod distribution in Baikal, as an Echo of ancient lakes existence // Abstract volume 6<sup>th</sup> International Symposium on terrestrial environmental changes in East Eurasia and adjacent areas. Irkutsk – Listvyanka, Russia, 2006. P. 69.
- Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuz'min M.I., Vasilevskii A.N., Shul'zhenko S.G.* Differences in glacial and interglacial clay mineral associations of Baikal sediments from BDP-93-2 and BDP-96 cores // *Geologiya i geofizika* (Russian geology and geophysics). 2001. V. 42. № 1–2. P. 146–156.
- Vainola R., Kontula T., Kamaltynov R.M.* Use of mitochondrial DNA and allozyme characters to explore the systematic diversity of Baikal Lake amphipods (genus *Pallasea*) // *Biodiversity and Dynamics of Ecosystems in North Eurasia*. 2000. V. 5. Part 1–2. P. 204–206.
- Wong H.K., Mats V.D., Nikolaev V.G., Badardinov A., Haugwitz. Preliminary results. Structure of the Cenozoic sediments of Lake Baikal. Manuscript. 1998. 27 p.
- Yefimova I.M., Mats V.D.* Change of Baikal level substantiated by analysis of terraces // *Berliner Paleobiologische Abhandlungen*. 2003. Band 4. P. 77–87.



**Мац Виктор Давыдович**, докт. геол.-мин. наук, профессор  
 Последнее место работы: Лимнологический институт СО РАН  
 Домашний адрес: 20101, Кармиель, ул. Шаар Хагай, д. 13, кв. 10, Израиль  
 ✉ e-mail: matsvic@bezeqint.net

**Mats, Victor D.**, Doctor of Geology and Mineralogy, Professor  
 Retired from the Institute of Limnology, Siberian Branch of RAS  
 Home address: 20101, Karmiel, Shaar Hagai street, 13, Ap. 10, Israel  
 ✉ e-mail: matsvic@bezeqint.net



**Ефимова Ирина Михайловна**, м.н.с.  
 Институт земной коры СО РАН  
 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия  
 e-mail: yefimova@crust.irk.ru

**Yefimova Irina M.**, Junior Researcher  
 Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia  
 e-mail: yefimova@crust.irk.ru