

УДК 551.733.33, 551.734.2, 551.83

## СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИЛУРА И ДЕВОНА НА ЗАПАДЕ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (РАЗРЕЗ ОБИ-САФИТ, КИТАБСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЗАПОВЕДНИК, УЗБЕКИСТАН)

© 2017 г. Е. Д. Михайлова<sup>1</sup>, А. Б. Тарасенко<sup>1</sup>, У. Ж. Рахмонов<sup>2</sup>, М. В. Ерина<sup>3</sup>, С. Т. Ремизова<sup>4</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский горный университет, 199106, г. Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21-я линия, 2, e-mails: edmich@mail.ru, etele1@ya.ru<sup>2</sup>Китабский государственный геологический заповедник, 131700, Республика Узбекистан, Кашкадарьинская обл., г. Шахрисабз, ул. Инак-Йули, 9, e-mail: rahmonov06@mail.ru<sup>3</sup>Восточно-Узбекская геолого-съемочная экспедиция, 110800, Республика Узбекистан, Ташкентская обл., пос. Ишонгузар, Мустакиллик, 21, e-mail: ragoza06@mail.ru<sup>4</sup>Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, 190000, г. Санкт-Петербург, наб. Реки Мойки, 48, e-mail: stremizova@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.01.2017 г.; принята к печати 03.04.2017 г.

Изучена непрерывная последовательность пограничных карбонатных отложений силура и девона в интервале лудфорд–лохков (купрукская и низы мадмонской свиты), Зеравшано-Гиссарская горная область Южный Тянь-Шань, Китабский государственный геологический заповедник, Узбекистан. Материал происходит из стратотипического разреза Оби-Сафит и дополнительных небольших разрезов. Купрукская свита (лудфорд–пржидолий) сложена известняками и узорчатыми неправильно-пятнистыми доломитовыми известняками, содержащими многочисленные полуразрушенные биогермы, внутриформационные брекчии, прослои доломитов, кремнистые стяжения. Нижняя часть мадмонской свиты (лохков) представлена массивными микритово-сгустковыми и афанитовыми известняками с телами коралловых и амфиоровых биостромов и редких карбонатных брекчий. Несмотря на обилие органических остатков, в разрезе отсутствуют находки биостратиграфических реперов, установленных для стандартной границы силура и девона, что связано с отсутствием в пограничном интервале зональных видов граптолитов и конодонтов. Разрез Оби-Сафит проанализирован с седиментологических, циклостратиграфических и событийно-палеогеографических позиций. Установлены структурно-генетические типы пород, проведена их типизация, исследованы особенности купрукской и мадмонской биот. Приведена характеристика палеогеографических обстановок формирования осадков. По интенсивности гидродинамического воздействия на донные осадки, скорости седиментации и солёности придонных вод выделены комплексы, соответствующие энергетическим зонам профиля М. Ирвина: **У** (преимущественно высокодинамичная, мелководная) и **З** (преимущественно низкодинамичная, мелководная). В разрезе Оби-Сафит присутствуют 12 трансгрессивно-регрессивных циклотем мощностью 10–50 м. Для купрукской свиты реконструирована идеальная циклотема, состоящая из семи структурно-генетических типов слоев и сделана палеогеографическая модель их распространения. Впервые из этого разреза приведены палеонтологические определения и изображения фораминифер и водорослей. Купрукские толщи формировались в бассейне с повышенной магнизиальностью и частой сменой гидродинамического режима. Осадконакопление проходило с седиментационными паузами, которые сопровождалось обнажением и высыханием дна или его частичным растворением. Мадмонские толщи накапливались в более стабильных условиях при относительно более высоком стоянии уровня моря в условиях мелководных нормально морских обстановок осадконакопления, расположенных ниже базы волнений. Максимумы трансгрессий в пределах циклов определяются по присутствию органических построек, а максимумы регрессий – по появлению прослоев карбонатных конгломерато-брекчий, доломитов и доломитовых известняков. Используемая в настоящее время граница силура и девона в разрезе Оби-Сафит проводится в 335 м от основания разреза, но она не имеет биостратиграфического и фациального обоснования. Из-за отсутствия стандартных биостратиграфических критериев для этой границы предлагается использовать палео-географическое событие, прослеженное на западе Зеравшанского хребта, хотя его точность не высокого ранга. Оно связано с исчезновением изоляции этой территории, вызвавшим проникновение вод открытого морского бассейна, и фиксируется по массовому присутствию обломков стеблей криноидей в верхней части IX циклотемы. Первое появление многочисленных обломков стеблей криноидей приходится на 295 м разреза.

**Ключевые слова:** Китабский заповедник, граница силура и девона, конодонтовая зона, структурно-генетические типы слоев, доломитизация, окремнение, седиментационный цикл, биостром

**Для цитирования:** Михайлова Е.Д., Тарасенко А.Б., Рахмонов У.Ж., Ерина М.В., Ремизова С.Т. (2017) Строение и условия образования пограничных отложений силура и девона на западе Зеравшано-Гиссарской горной области (разрез Оби-Сафит, Китабский государственный геологический заповедник, Узбекистан). *Литосфера*, 17(6), 40-61. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-6-040-061

**For citation:** Mihaylova E.D., Tarasenko A.B., Rakhmonov U.Zh., Erina M.V., Remizova S.T. (2017) Structure and sedimentation environment of the Silurian and Devonian boundary deposits in the west of Zeravshan-Gissar mountain region (Obi-Safit section, Kitab State Geological Reserve, Uzbekistan). *Litosfera*, 17(6), 40-61. DOI: 10.24930/1681-9004-2017-6-040-061

## STRUCTURE AND SEDIMENTATION ENVIRONMENT OF THE SILURIAN AND DEVONIAN BOUNDARY DEPOSITS IN THE WEST OF ZERAVSHAN-GISSAR MOUNTAIN REGION (OBI-SAFIT SECTION, KITAB STATE GEOLOGICAL RESERVE, UZBEKISTAN)

Elena D. Mihaylova<sup>1</sup>, Anna B. Tarasenko<sup>1</sup>, Utkir Zh. Rakhmonov<sup>2</sup>, Maiya V. Erina<sup>3</sup>,  
Svetlana T. Remizova<sup>4</sup>

<sup>1</sup>St-Petersburg Mining University, 2, 21 Line Vasilievsky Island, St-Petersburg, 199106, Russia,  
e-mails: edmich@mail.ru, etele1@ya.ru

<sup>2</sup>Kitab State Geological Reserve, 9 Ipak-Yuli st., Shakhrisabz, Kashkadar'ya region, 131700, Republic of Uzbekistan,  
e-mail: rahmonov06@mail.ru

<sup>3</sup>East-Uzbek geological survey expedition, 21 Mustakillik st., Ishonguzar, Tashkent region, 110800, Republic of Uzbekistan,  
e-mail: rugoza06@mail.ru

<sup>4</sup>A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, 48 the Moika River emb., St-Petersburg, 190000, Russia,  
e-mail: stremizova@yandex.ru

Received 31.01.2017; accepted 03.04.2017

Continuous sequence of the boundary carbonate sediments of the Silurian and Devonian in the Ludford–Lochkov interval (Kupruk and lower part of Madmon Formation) have been studied in the Zeravshan-Gissars mountainous region of southern Tian-Shan, Kitab State Geological Reserve, Uzbekistan. The data comes from the stratotype section and some additional small sections in the Obi-Safit Gorge. The Kupruk Formation (Ludford–Pridolian) is composed of limestone and irregularly spotted dolomitic limestone containing numerous dilapidated bioherms, intraformational breccias, dolomite interlayers, siliceous connections. The lower part of the Madmon Formation (Lochkov) is represented by massive micritic and micritic-clotted limestones with coral and amphiroporous biorstroms and rare carbonate breccias. Despite the abundance of organic remains, in the section there are no finds of biostratigraphic frames established for the standard boundary of the Silurian and Devonian due to zonal species of graptolites and conodonts which absents here in the border interval. The Obi-Safit section was analyzed from sedimentary, cyclostratigraphic and event-paleogeographic positions. Structural-genetic types of rocks have been established, their typification has been carried out, and the features of the Kupruk and Madmon biota have been studied. The characteristic of paleogeographic environments of precipitation formation is given. According to the intensity of the hydrodynamic effect on bottom, sedimentation rate and salinity of the bottom waters, complexes corresponding to the energy zones of the M. Irwin profile are distinguished: **Y** (predominantly high-dynamic, shallow water) and **Z** (mostly low-dynamic shallow water). In the section of Obi-Safit there are 12 transgress-regressive cyclothems 10 to 50 m thick. For the Kupruk Formation, an ideal cyclothema consisting of seven structural-genetic types of layers was reconstructed and paleogeographic model of their distribution was made. For the first time determinations and images of foraminifera and algae from this section are given. The Kupruk strata were formed in a basin with increased magnesium content and a frequent change in the hydrodynamic regime. Sedimentation took place with pauses, which were accompanied by exposure and drying of the bottom or its partial dissolution. The Madmon sequences accumulated under more stable environment with a relatively higher sea level standing in conditions of shallow normal marine sedimentation environments located below the base of the wave destruction. The maximum of the transgression within one cycle is determined by the presence of organogenic buildings, and the regression maximum is due to the appearance of carbonate conglomerate-breccias, dolomites and dolomitic limestones. The currently used Silurian and Devonian boundary in the Obi-Safit section is located near 335 meters from the base of the section, but it has no a biostratigraphic and facies evidence. Due to the lack of biostratigraphic standard for this boundary, it is proposed to use the paleogeographic event traced in the west of the Zeravshan Range, although its accuracy is not of high grade. It is caused by the disappearance of isolation of this territory, the subsequent penetration of waters of an open sea basin and fixed by the presence of the numerous crinoid fragments in the upper part of the IX cyclothema. The first appearance of abundant fragments of crinoid stems is located on the 295 meter of the section.

**Keywords:** Kitab Reserve, Silurian and Devonian boundary, conodont zone, structural-genetic typical on layers, dolomitization, silicification, sedimentation cycles, biorstrom

### Acknowledgments

The authors thank the paleontologist A.A. Sabirov, Academy of Science of Tajikistan, for consultations in the definitions of foraminifera from the Kupruk Formation.

The work was carried out within the framework of the international project Project IGCP 591 The Early to Middle Palaeozoic Revolution of the International Geological Correlation Program (IGCP) and with the financial support of the St-Petersburg Mining University.

В разрезе Оби-Сафит обнажается одна из наиболее полных непрерывных последовательностей пограничных карбонатных отложений силура и девона в Зеравшано-Гиссарской горной области Южно-го Тянь-Шаня [Ким и др., 1978; Михайлова и др.,

1978; Экскурсия..., 1984; Devonian..., 2008]. Разрез расположен на территории Китабского государственного геологического заповедника (Узбекистан, юго-запад Зеравшанского хребта, Зеравшано-Алайская структурно-формационная зона) на ле-

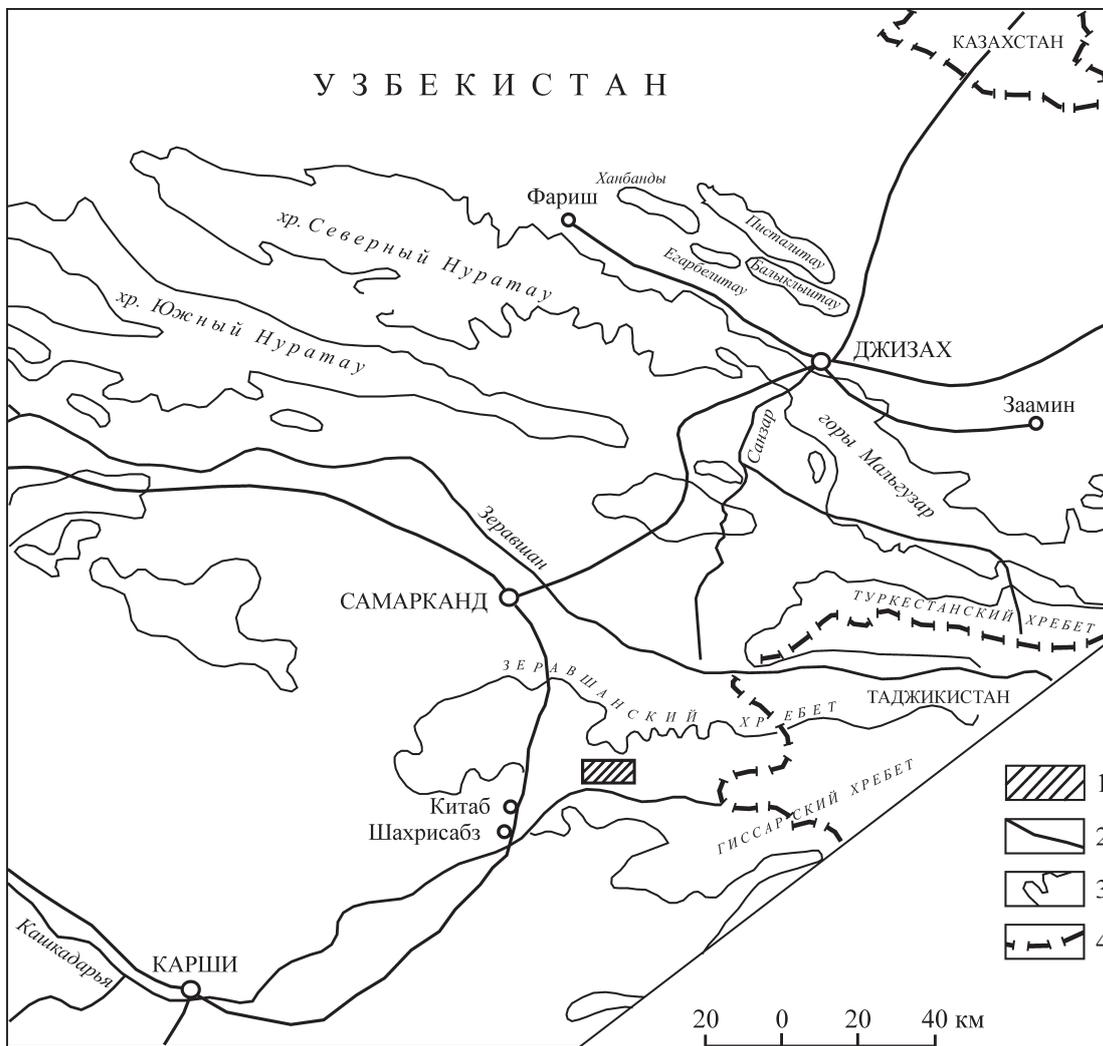
вом борту руч. Оби-Сафит (Аксу)<sup>1</sup> в 1.5 км от впадения его в р. Джинды-Дарья (рис. 1, 2). Разрез находится на западе субширотной полосы выхода этих отложений, протягивающейся на 7 км от долины Оби-Сафит на северо-восток до долины Кушнова. Представляемый материал включает в себя наблюдения по основной линии (рис. 3, линия разреза между точками 1, 2), а также по параллельным участкам, отстоящим на несколько десятков метров от нее.

Породы силура и девона представлены известняками, доломитизированными известняками и до-

ломитами с кремнистыми стяжениями и многочисленными остатками строматопорат, табулят, ругоз и амфипор (рис. 4). На отдельных участках породы битуминозны. По стратиграфическому положению они отнесены к купрукской (верхний силур) и низам мадмонской (лохков) свитам. Степень доломитизации уменьшается снизу вверх по разрезу, при этом доломиты постепенно сменяются чистыми известняками.

В палеотектоническом отношении толщи сформировались на шельфе Каракумо-Таджикского микроконтинента [Биске, 1996].

<sup>1</sup> Ручей, по которому назван разрез, известен под двумя именами: Оби-Сафит (тадж.) и Аксу (узбек.).

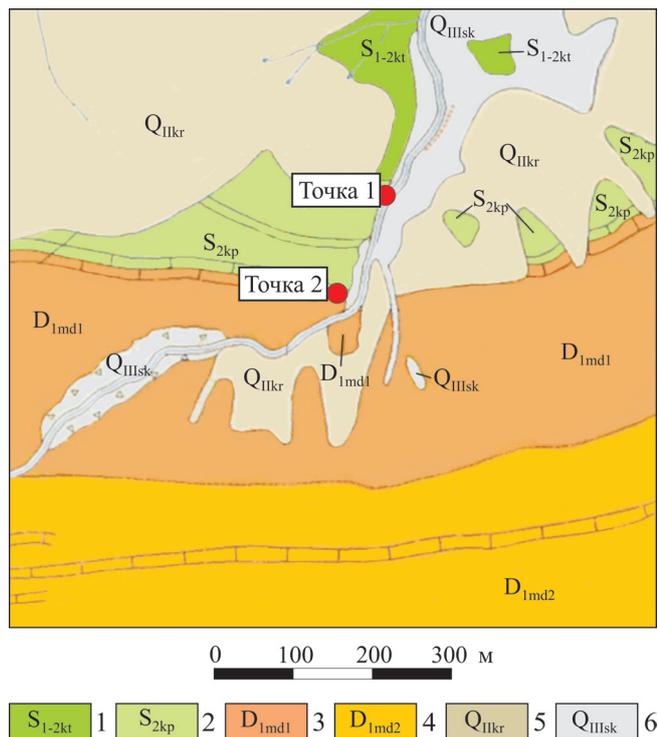


**Рис. 1.** Местоположение Китабского государственного геологического заповедника (КГГЗ).

1 – Китабский Государственный Геологический Заповедник, 2 – автомобильные дороги, 3 – выходы палеозойских пород, 4 – государственная граница Узбекистана.

**Fig. 1.** Location of the Kitab State Geological Reserve (KSGR).

1 – Kitab State Geological Reserve, 2 – car roads, 3 – outcrops of Paleozoic rocks, 4 – the state border of Uzbekistan.



**Рис. 2.** Геологическая карта долины Оби-Сафит, КГГЗ, линия основного разреза проходит между точками 1 и 2 (координаты точки 1: 39°10'58,7" с.ш., 67°15'56,8" в.д., координаты точки 2: 39°10'49,3" с.ш., 67°15'51,7" в.д.).

1 – кутуракская свита, 2 – купрукская свита, 3 – нижняя часть мадмонской свиты, 4 – верхняя часть мадмонской свиты, 5 – среднечетвертичные отложения, 6 – верхне-четвертичные отложения.

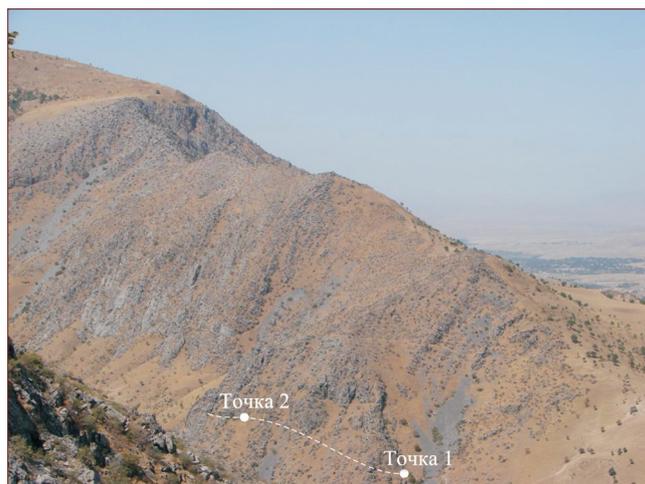
**Fig. 2.** Geological map Obi-Safit Valley, KSGR, the main section line passes between points 1 and 2 (the coordinates of the point 1: 39°10'58,7" N. L., 67°15'56,8" E. L., the coordinates of the point 2: 39°10'49,3" N. L., 67°15'51,7" E. L.).

1 – Katurak Formation, 2 – Kupruk Formation, 3 – Madmon Formation (the lower part), 4 – Madmon Formation (the upper part), 5 – Middle Quaternary deposits, 6 – Upper Quaternary deposits.

### КУПРУКСКАЯ СВИТА

Свита была выделена А.И. Лаврусевичем в 1979 г. [Стратиграфический..., 2012] со стратотипом в долине Купрук, бассейн р. Арг (Фанские горы, северный склон Гиссарского хребта, Таджикистан). Она прослеживается от севера Гиссарского хребта до запада Зеравшанского. Границы свиты являются диахронными. Ее мощность изменяется от 250 до 450 м.

В разрезе Оби-Сафит купрукская свита представлена почти полностью, не обнажено только ее основание (см. рис. 4). Видимая мощность свиты 298 м. Она сложена главным образом средне- и



**Рис. 3.** Обнажения купрукской и мадмонской свит на левом склоне долины Оби-Сафит (Аксу), в низовьях.

**Fig. 3.** Exposure of the Kupruk and Madmon Formations on the left slope of the lower reaches of the Obi-Safit (Aksu) Gorge.

толстослоистыми темно-серыми и черными, узорчатыми неправильно-пятнистыми и полосчатыми доломитизированными известняками. Характерно чередование пелитоморфно-тонкозернистых, органогенно-детритовых и органогенных (кораллово-строматопоровых, амфипорово-ругозовых и т. п.) разновидностей известняков с общей тенденцией преобладания последних в верхней части разреза. Многочисленные невысокие органогенные постройки сформированы довольно однообразными по систематическому составу строматопоратами, амфипорами, табулятами и ругозами. Распространение органических остатков представлено в табл. 1. Наблюдается невыдержанность литологического состава пород по простиранию.

Анализ первичных признаков пород и реконструкция условий их формирования показали, что данный интервал разреза может быть охарактеризован семью структурно-генетическими типами слоев, повторяющиеся последовательности которых отражают трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря в купрукском и мадмонском палеобассейнах. По структуре слои объединены в пелитовую (А), алевро-псаммитовую (В) и рудитовую (С) (табл. 2) группы. В особые группы выделены органогенные постройки **Р**, карбонатные брекчии и конгломерато-брекчии **К**. По интенсивности гидродинамического воздействия на донные осадки, скорости седиментации и солёности придонных вод выделены комплексы, соответствующие энергетическим зонам профиля М. Ирвина [Irwin, 1965]: **У** (преимущественно высокодинамичная, мелководная) и **З** (преимущественно низкодинамичная мелководная).

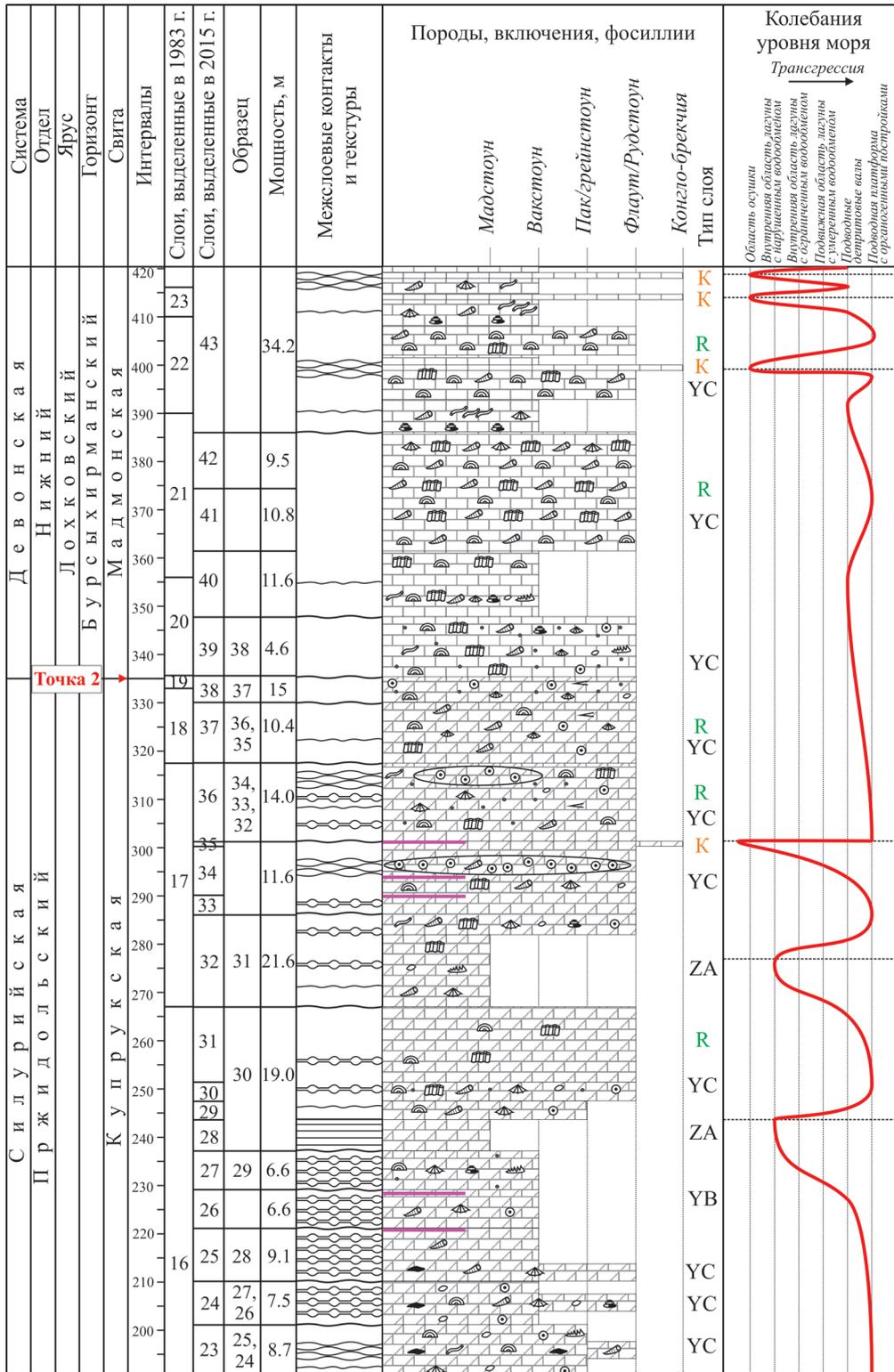
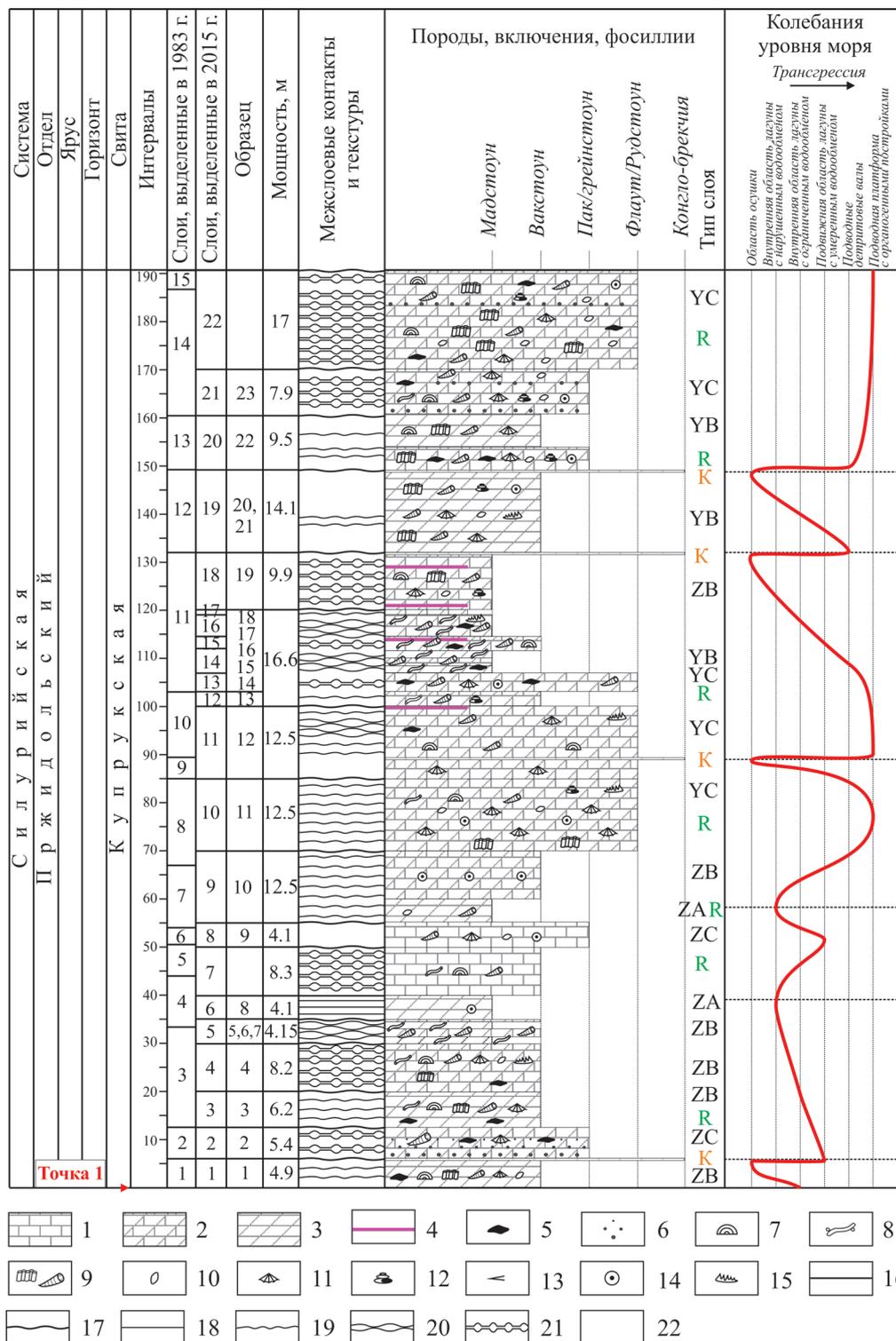


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая последовательность для купрукской и мадмонской свит в основном разрезе Оби-Сафит между точками 1 и 2, дополненная материалами из микроразрезов.

1–3 – породы: 1 – известняк, 2 – доломитизированный известняк, 3 – доломит; 4, 5 – включения, новообразования: 4 – глинистые пленки, 5 – желваки, линзы, стяжения кремней; 6–15 – органические остатки: 6 – пеллеты, 7 – строматопоры, 8 – амфипоры, 9 – табуляты, ругозы, 10 – остракоды, 11 – брахиоподы, 12 – гастроподы, 13 – тентакулиты, 14 – криноидеи, 15 – конодонты; 16–22 – контакты и текстуры: 16 – горизонтальный контакт, 17 – волнистый контакт, 18 – ламинационная слоистость, 19 – пологоволнистая слоистость, 20 – плитчатая отдельность, 21 – комковатая отдельность, 22 – массивная текстура.

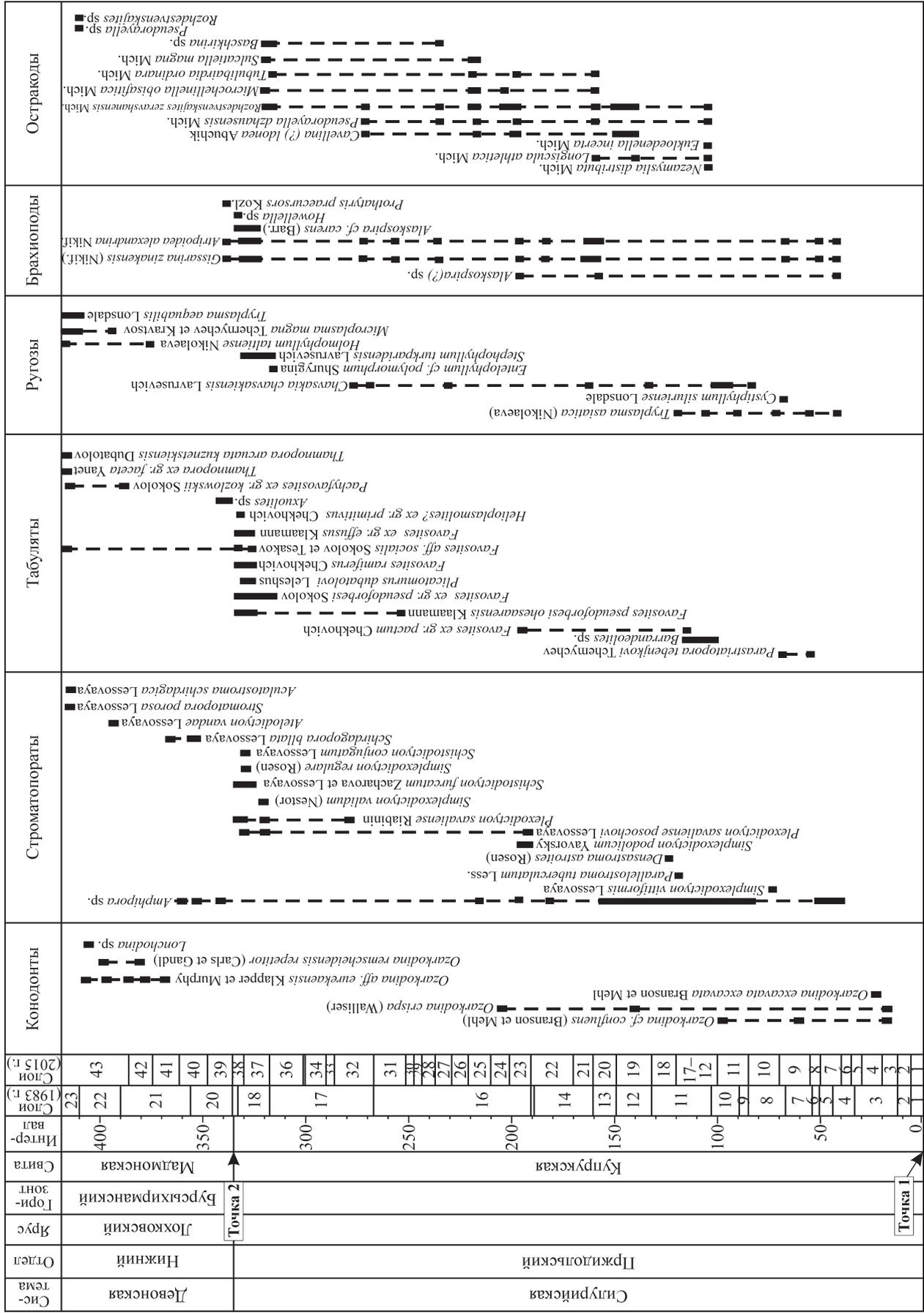
Окончание рис. 4.  
 Ending Fig. 4.



**Fig. 4.** The lithologic-stratigraphic sequence of the Kupruk and Madmon Formations in the main Obi-Saft section between points 1–2, supplemented by materials from microsections.

1–3 – rocks: 1 – limestone, 2 – dolomitized limestone, 3 – dolomite; 4, 5 – inclusions, new formations: 4 – clay films, 5 – nodules, lenses, chert nodules; 6–15 – organic residues: 6 – pellets, 7 – stromatopores, 8 – amphipores, 9 – tabulates, rugoses, 10 – ostracods, 11 – brachiopods, 12 – gastropods, 13 – tentaculites, 14 – crinoids, 15 – conodonts; 16–22 – contacts and textures: 16 – horizontal contact, 17 – wavy contact, 18 – laminoi d lamination, 19 – gently-wave lamination, 20 – plate-like, 21 – cloddy, 22 – massive texture.

Таблица 1. Распространение органических остатков в разрезе Оби-Сафит [Devonian..., 2008] с дополнениями авторов  
Table 1. Ranges of fossils in the Obi-Safit section [Devonian..., 2008] with additions by the authors



**Таблица 2.** Структурно-генетические типы слоев купрукской свиты в разрезе Оби-Сафит

**Table 2.** Structural-genetic types of layers of the Kupruk Formation in the Obi-Safit section

Комплекс	Группа				
	Пелитовая (А)	Алевро-псаммитовая (В)	Рудитовая (С)	Органогенные постройки (R)	Конгломерато-брекчии (К)
Открытого мелководья (Y)	–	YB	YC	R	–
Изолированного мелководья (Z)	ZA	ZB	ZC	R	K

**ZA** – пелитоморфные мелкодетритовые доломиты, доломитизированные мад-вакстоуны темно-серого цвета с пологоволнистой и ламинационной слоистостью. Комплекс фоссилий обеднен: присутствуют амфипоры, водоросли, а также следы зарывания организмов. Отложения накапливались в небольших углублениях дна во внутренней области лагуны с нарушенным водообменом. Здесь, ниже базы волнового воздействия, происходило спокойное накопление карбонатного ила. Вероятно, из-за нарушенной солености создавались неблагоприятные условия обитания для донных организмов. Мелкий детрит поступал сюда с подвижного мелководья.

**ZB** – узорчатые доломиты и доломитизированные известняки – вакстоуны, тонко-, мелко- и среднезернистые, толсто-среднеплитчатые, линзовидно-слоистые и комковатые. Доломит приурочен к текстурам биотурбаций и образует светло-серые пятна или полосы на фоне темно-серых известняков. Органические остатки редки и представлены преимущественно амфипорами и ругозами. Карбонатные илы накапливались в подвижной мелководной области лагуны с ограниченным водообменом и изменчивым гидродинамическим режимом. Во время приостановок осадконакопления донные отложения перерабатывали илороющие организмы, следы которых были доломитизированы во время диагенеза. Субаквальное выветривание способствовало развитию комковатой отдельности.

**ZC** – доломитизированные известняки – пакстоуны темно-серые тонкозернистые толстоплитчатые со светло-розовыми глинистыми пленками, микроградационной слоистостью, выраженной в закономерном уменьшении размера органических остатков (ругозы, обломки колоний строматопорат, створки и ядра брахиопод, остракоды, членики криноидей), детрита и пеллет снизу вверх. Отложения накапливались в подвижной области лагуны с умеренным водообменом, эпизодически усиливавшейся гидродинамикой. Во время волнений обломочный материал переходил во взвешенное состояние, а по мере ослабления волнового воздействия – оседал на дно.

**YB** – серые и темно-серые полосчатые и пятнистые доломитизированные вакстоуны с прослая-

ми органогенных флаутстоунов, средне- и мелкозернистые, местами афанитовые, средне-, толсто-слоистые. Осадки накапливались в условиях изменчивой, преимущественно активной гидродинамики. Волны сортировали обломочный материал по крупности. Вероятно, скопления биокластического материала могли образовывать подводные валы, а карбонатный ил накапливался в углублениях дна между ними.

**YC** – доломитизированные флаутстоуны и рудстоуны серые, темно-серые с розовыми пятнами от тонко- до среднезернистых, толсто-средне-слоистые, иногда комковатые, с линзами энкринитов. Флаутстоуны содержат целые колонии и обломки колоний табулят, ругоз, строматопор, раковины брахиопод, членики криноидей, детрит, сгустки и комки. В условиях активного гидродинамического режима происходила сортировка обломочного материала и вымывание карбонатного ила. В результате в пределах карбонатной платформы формировались подводные органо-обломочные “холмы” или “гряды”, которые впоследствии заселялись каркасостроящими организмами.

**K** – карбонатные конгломерато-брекчии. Обломки размером от 0.5 × 0.5 см до 3.0 × 5.0 см представлены темно-серыми и серыми доломитизированными известняками и составляют 50% от объема породы. Брекчирование может являться результатом периодического высыхания дна и воздействия волн на донные осадки.

**R** – биостромы строматопорово-амфипорово-табулятово-ругозовые. Органогенные постройки формировались в подвижной прозрачной воде зоны турбулентности, в условиях активного волнового воздействия, при которых вымывался карбонатный ил.

В разрезе Оби-Сафит установлены 12 трансгрессивно-регрессивных последовательностей слоев – циклотем мощностью 10–50 м, которые могут быть описаны идеальной циклотемой (рис. 5). Последняя состоит из 7 структурно-генетических типов слоев, описанных ранее. Реконструкция обстановок осадконакопления в сочетании с анализом их эволюции, отраженной в вертикальной последовательности слоев, позволила создать седиментоло-

Тип слоя	Мощность, м	Контакты, текстуры	Породы, включения, фоссилии		Обстановки осадконакопления	Колесания уровня моря
			Майстоун Вакстоун Пак/грейстоун Флаут/Рудстоун Бафл/байдстоун Конгло-брекчия			
К	<1				Область осушки	Регрессия
ZA	1–5				Внутренняя область лагуны с нарушенным водообменом	
ZB	1–5				Внутренняя область лагуны с ограниченным водообменом	
ZC	3–5				Подвижная область лагуны с умеренным водообменом	
YB	5–10				Подводные детритовые валы	Трансгрессия
B					Органогенные постройки	
YC	10–15				Подводная платформа	
YB	5–10				Подводные детритовые валы	

Рис. 5. Идеальная циклотема для слоев купрукской свиты разреза Оби-Сафит.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. The ideal cyclothema for the layers of Kupruk Formation of Obi-Safit section.

For legend – see Fig. 4.

гическую модель развития процессов осадконакопления (рис. 6). На трансгрессивном этапе в волноприбойной зоне формировались органогенно-обломочные отложения (YC, YB), которые по мере нарастания трансгрессии сменялись органогенными постройками R. Во время седиментационной паузы на достаточно плотном грунте развивались колонии ругоз, табулят, строматопорат. На стадии регрессии испарение преобладало над поступлением влаги и возникновение детритовых валов (YB, YC) способствовало нарушению водообмена данного участка с морским бассейном. Воды характеризовались высоким содержанием карбонатов кальция и магния, что приводило к формированию доломитов и доломитизированных известняков ZA, ZB, ZC. К кровле седиментационных циклитов приурочены окремнение, поверхностное растворение, брекчирование. Карбонатные брекчии и конгломерато-брекчии K встречаются в виде прослоев и линз мощностью до 0.5 м, залегающих среди пачек известняков и доломитов. На них и в субвертикальных микротрещинках в виде пленок распределен розовато-серый глинистый материал. Такие прослои могли появиться вследствие растрескивания карбонатного ила, выходявшего местами из-под уровня моря при обмелениях. Последующее затопление этих участков приводило к незна-

чительному перемещению и слабому окатыванию донных отложений. Следует отметить, что наряду с седиментационными брекчиями в отложениях купрукской свиты развиты вторичные (вероятно, тектонические) брекчиевидные текстуры. Они проявлены в известняках и доломитах в виде тонких различно ориентированных ветвящихся прожилков, выполненных яснокристаллическим кальцитом. Такая сеть кальцитовых прожилков создает псевдобрекчиевидные участки.

Морфологически рельеф дна представлял собой чередование приподнятых участков, сложенных целыми или частично разрушенными органогенными постройками, а также намывами обломков перемещенных колоний строматопорат, табулят и ругоз из разрушенных построек, разделенных понижениями и относительно ровными пространствами (см. рис. 6).

**Доломитизация и окремнение пород купрукской свиты.** Доломит образует светло-серые пятна причудливой формы или полосы на фоне темно-серых известняков. По простирацию степень доломитизации может меняться и “узорчатые” разности, переходят в однородные. Наиболее интенсивно доломитизированы породы нижней части купрукской свиты. Вверх по разрезу содержание доломита снижается. Доломиты представляют собой диагенетические образования. Об этом свидетельствуют характер и распределение кристаллических выделений этих минералов: во-первых, доломит представлен идиоморфными ромбоэдрическими кристаллами размером 0.020–0.040 мм, а кальцит – ксеноморфными, “лапчатаями”, формами 0.005–0.010 мм. Во-вторых, наблюдается неравномерное, пятнистое или полосчатое распределение доломита в известняках, при котором кристаллы доломита образуют скопления, гнезда на фоне ранее раскристаллизовавшейся кальцитовой основной массы. В связи с этим породы имеют декоративный, пятнистый, облик. В-третьих, комплексы органических остатков в доломитах и известняках сходны (см. табл. 1).

Наряду с доломитизацией в осадке происходило перераспределение кремнезема. В породах свиты часто наблюдается окремнение органических остатков, присутствуют кремнистые и карбонатно-кремнистые желваки, стяжения и линзы. Процесс окремнения определялся спецификой геохимии водоема [Кузнецов, 2008]: высокая щелочность бассейна обуславливала растворение в осадке силикокластики или организмов с кремнистым скелетом и обогащение вод кремнеземом. Растворимость кремнезема резко возрастала при уровне pH > 10, наличии NaCl и высоком значении магний-кальциевого отношения. В купрукское время неоднократно осушалось дно палеобассейна и создавались благоприятные условия для садки магниезальных соединений, а последующее затопление при-

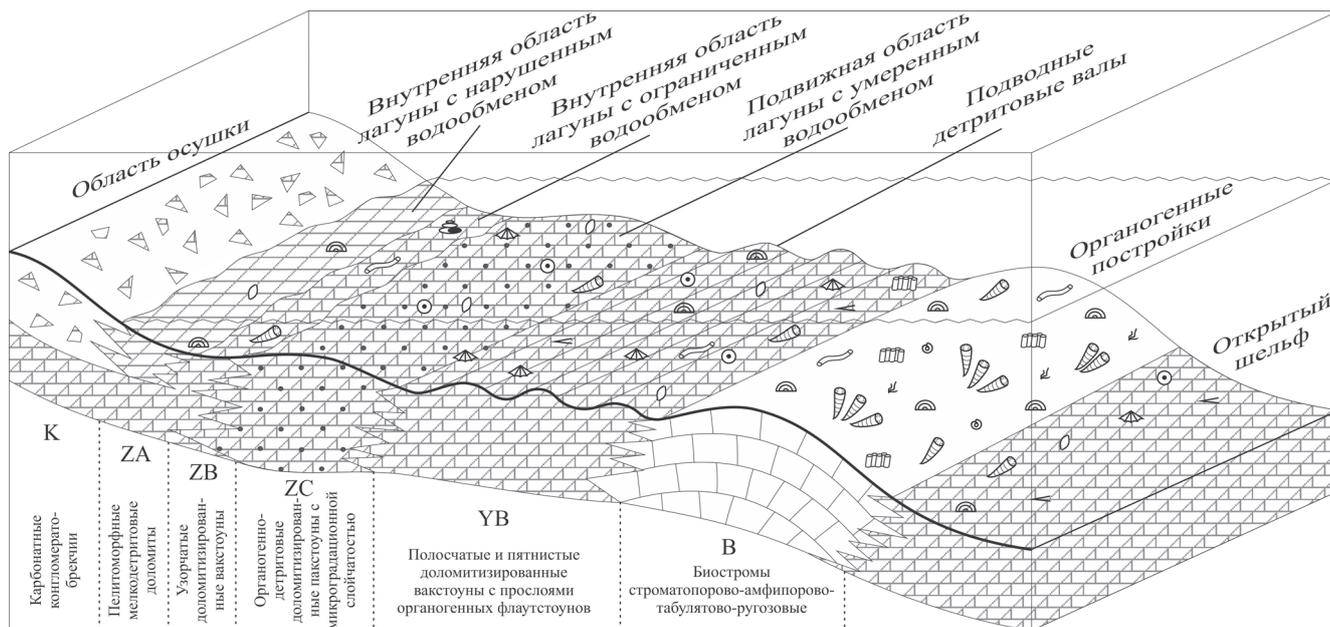


Рис. 6. Седиментационная (палеогеографическая) модель формирования для литотипов купрукской свиты.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Paleogeographic (sedimentation) model for lithotypes of the Kupruk Formation.

For legend – see Fig. 4.

водило к снижению солености и созданию условий для осаждения кремнезема. Образование стяжений и линз связано с перераспределением кремнезема в диагенезе.

В связи с нарастанием трансгрессии и возникновением связей с океаническим пространством к концу купрукского времени бассейн становится более глубоким, а его соленость – нормальной. Подъем уровня бассейна привел к уменьшению количества перерывов и размывов слоев. В породах свиты вверх по разрезу постепенно снижается степень доломитизации и окремнения. В них уменьшается количество биокластов и увеличивается доля сгустковых биолитовых известняков, слоистая текстура сменяется массивной.

#### МАДМОНСКАЯ СВИТА

Свиту выделили А.И. Ким и Ю.Н. Апекин в 1971 г. [Ким и др., 1978]. Ее типовые выходы расположены на территории Китабского заповедника между долинами Оби-Сафит и Зинзильбан. Она включает бурсыхирманский, сангитоварский и хукарский “региорусы” [Devonian..., 2008] – подразделения, которые выделены узбекскими стратиграфами для Зеравшано-Гиссарской горной области. В единицах российского стратиграфического кодекса они соответствуют региональному стратону – “слоям с фауной”. Свита содержит толщи крупной Бурсыхирманской рифовой постройки бескар-

касного типа, имеющей длину более 23.0 км. Ширина ее обнаженной части изменяется от 0.5 до 1.5 км. Породы представлены продуктами жизнедеятельности известковывделяющих микроорганизмов и близки к так называемым “герцинским известнякам” Западной Европы и Урала. Границы свиты диахронны, ее мощность 300–800 м. Возраст свиты рассматривается как лохковско-пражский. Стратотип нижней границы свиты расположен в рассматриваемом разрезе Оби-Сафит, но в нем авторы изучили только нижние 55 м свиты. Биостратиграфическая характеристика нижней части свиты дополнена по материалам разрезов в долинах Ходжа-Курган, Зинзильбан и Санги-Товар, где исследованы нижние 100 м этой свиты. К сожалению, фауна из данной части разреза плохо изучена. В шлифах встречены многочисленные остракоды, обломки тентакулитов, ругоз, табулят и раковины мелких брахиопод. Сведения об их систематическом составе отсутствуют.

Нижняя часть мадмонской свиты (низы бурсыхирманских слоев) в разрезе Оби-Сафит представлена толщей серых, сливных, массивных и толсто-слоистых, микриво-сгустковых известняков – флаустоунов YC, а также серых и темно-серых афанитовых вакстоунов YB с телами коралловых и амфипоровых биостромов R. В породах присутствует детрит морской фауны, членики криноидей, брахиоподы. В верхней части разреза наблюдаются прослой карбонатных брекчий K (см. рис. 4).

Более информативная последовательность пород пограничных отложений силура и девона известна в низовье долины Ходжа-Курган (левый берег, разрез у старого арыка, в 2.5 км восточнее разреза Оби-Сафит), где ранее демонстрировалась условная граница этих систем [Путеводитель..., 1966; Devonian..., 2008, рис. 27, остановка 12]. Здесь первые 25 м разреза представлены серыми массивными органогенно-обломочными криноидно-амфипоровыми спаритовыми известняками – рудстоунами с остракодами и пеллетами (тип слоя **УС**). Присутствуют органогенные известняки, сложенные колониями стелющихся и округлых строматопорат, ветвистых и стелющихся табулят, реже одиночных ругоз (тип **R**). Условная граница силура и девона установлена в этом интервале по смене комплексов бентосной макрофауны [Путеводитель..., 1966]. После 20-метрового задернованного участка обнажаются темно-серые толстоплитчатые микритовые доломитизированные сгустково-комковатые известняки – вакстоуны-флаутстоуны с редкими ругозами, амфипорами, брахиоподами и остракодами (тип слоя **ZB**) мощностью 7 м. Выше залегают светло-серые микритовые толстоплитчатые “отмытые” пеллетовые известняки, лишенные карбонатного ила – грейнстоуны, с немногочисленными остатками детрита морской фауны и пеллет (тип слоя **ZC**) мощностью 2 м. Далее на протяжении 90 м разреза обнажаются серые толстоплитчатые сгустково-комковатые известняки с прослоями амфипоровых, ругозовых и криноидных разностей, количество которых постепенно уменьшается.

#### О ГРАНИЦЕ СИЛУРА И ДЕВОНА В РАЗРЕЗЕ ОБИ-САФИТ

В разрезе Оби-Сафит отсутствуют находки биостратиграфических реперов, установленные в настоящее время для стандартной границы силура и девона, позволяющие коррелировать ее с глобальным чешским стратотипом в Клонке по основанию граптолитовой зоны *Monograptus uniformis*. Показанная в табл. 1 граница является условной.

Впервые вопрос о границе силура и девона в разрезах запада Зеравшанского хребта возник в начале 60-х гг. прошлого века. Уже тогда стали ясны трудности в его решении, вызванные отсутствием находок архистратиграфических групп фауны в седиментологически однородных разрезах этого района, содержащих только относительно медленно изменяющиеся макрофаунистические комплексы [Путеводитель..., 1966]. Найденные впоследствии в разрезе Оби-Сафит конодонты расширили представление о купрукско-мадмонской биоте, но не дали материала для проведения границы силура и девона по стандартным критериям. Опубликованные материалы [Devonian..., 2008] базируются

на интерпретации предполагаемого положения этой границы, исходя из следующих биостратиграфических данных: верхнесилурийский возраст интервала оби-сафитского разреза от 19 м до 216 м<sup>2</sup> [Devonian..., 2008, рис. 3, сл. 3–16] основывается на присутствии здесь зонального вида конодонтов *Ozarkodina crispa* (Wall.), распространенного во многих разрезах Евразии, начиная от верхнего лудфорда (зона *crispa*) до низов пржидольского яруса. В разрезе Оби-Сафит, к сожалению, нет ископаемого материала для установления объема этой зоны. В стратотипическом разрезе купрукской свиты в бассейне р. Арг распространен зональный вид *Ozarkodina eosteinchorneensis* (Wall.) из вышележащей биостратиграфической зоны пржидолия (зона *Eosteinchorneensis* s. l. [Silurian Time..., 1995]). В связи с этим предполагается присутствие этой зоны и в разрезе Оби-Сафит. Лохковский возраст интервала оби-сафитского разреза выше 368 м [Devonian..., 2008, рис. 3, сл. 21–23] основан на находках в нем вида конодонтов *Zieglerodina remscheidensis repetitor* (Carls et Gandl), который совместно с зональным видом *Zieglerodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegler) распространен в лохковской части соседнего разреза Зинзильбан [Devonian..., 2008, рис. 5]. Конодонтовая зона *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* является региональной конодонтовой зоной для Южного Тянь-Шаня и соответствует стандартной конодонтовой зоне *Latericriodus woschmidti woschmidti* [Kim et al., 1988]. Интервал разреза Оби-Сафит с 17 слоя по 20 (216–368 м) не охарактеризован зональными конодонтовыми видами.

В последние годы благодаря работам узбекских стратиграфов (А.И. Кима, М.В. Ериной, У.Ж. Рахмонова, Е.С. Цмейрик, Н. Абдиева, А. Курбанова) появились дополнительные данные, значительно расширившие сведения о составе купрукско-раннемадмонской конодонтовой биоты и позволившие установить в разрезах Китаюского заповедника виды из ассоциаций стандартных конодонтовых зон верхов силура и низов лохкова. Материалы происходят из нескольких дополнительных разрезов купрукской и низов мадмонской свит в стратотипической местности долины Оби-Сафит, а также из разрезов в долинах Ходжа-Курган, Зинзильбан и Санги-Товар.

В купрукской свите наряду с видами широкого вертикального распространения (лудлов–нижний девон) [Devonian..., 2008, рис. 3] присутствуют следующие виды конодонтов: *Drepanodus basiplitatus* Abaimova, *Hindeodella confluens* Branson et Mehl, *Ligonodina elegans* Walliser, *Ozarkodina cris-*

<sup>2</sup> Цифры приведены в путеводителе [Devonian..., 2008, рис. 3] и соответствуют маркировке длины выходов слоев по линии разреза, существующей в настоящее время.

ра Walliser, *Oz. denckmanniformis* Drygant, *Oz. excavata excavata* (Branson et Mehl) = N-element *Neopriodontus bicurvatus* (Br. et M.), *Oz. interposita* Mashkova, *Oz. Branson et Mehl*, *Oz. snajdri* (Walliser), *Paltodus nudus* Drygant, *Panderodus gracilis* Branson et Mehl, *Pand. simplex* (Branson et Mehl), *Pand. unicostatus* Branson et Mehl, *Plectospathodus alternatus* Walliser, *Plect. flexuosus* Branson et Mehl, *Plect. aff. mirabilis* Drygant, *Scolopodus rex* Lindstrom, *Synpriodontina excavata* Branson et Mehl, *Synpr. silurica* Walliser, *Trichonodella inconstans* Walliser, *Trich. symmetrica zeravshanica* Mosk. Это позволяет провести региональную корреляцию с многими конодонтовыми биотами мира. Большинство видов (16 из 18), встретившихся в купрукской свите, характеризуют скальский горизонт пржидолия Вольно-Подолии [Дрыгант, 1984], а также пржидолий Германии и Карнийских Альп [Walliser, 1964; Murphy, Matti et Walliser, Pickett, 1980; Corrigan, Corradini, 2009]; 13 видов встретились в пржидолии Северной Америки [Branson, Mehl, 1933; Walliser, 1964; Lale, Ormiston, 1979]; 8 видов известны из верхнего силура Австралии [Mawson et al., 1988]; 2 вида – *Plectospathodus flexuosus* Branson et Mehl и *Trichonodella symmetrica zeravshanica* Mosk. – являются общими с гребенским горизонтом Вайгача [Машкова, 1970]. Из этих сопоставлений видно, что отложения купрукской свиты можно сопоставлять с интервалами стандартных конодонтовых зон *crispa-eosteinhornensis* s. l., соответствующими лудфорд-пржидолию [Silurian Time..., 1995]. При этом зональный вид лудфорда *Ozarkodina crispa* Walliser встречен в разрезе Оби-Сафит, а пржидольский *Ozarkodina eosteinhornensis* установлен в разрезе Ходжа-Курган, а также в стратотипе купрукской свиты в Фанских горах. Позднепржидольская конодонтовая зона *detortis*, выделяемая по присутствию *Oulodus elegans detortus* [Corrigan, Corradini, 2009; Corradini, Corrigan, 2010], в изучаемом районе не найдена.

Конодонты из нижней части бурсыхирманского горизонта (лохков) установлены в двух типах фаций: карбонатной платформы (мадмонская свита, разрезы Зинзильбан, Ходжа-Курган, Оби-Сафит) и склоновых фаций рифоидного типа (ходжакурганская свита, разрез Санги-Товар). В мадмонской свите присутствуют *Amidrotaxis johnsoni* (Klapper) alpha morph. (Pb-, Sa-, Sc-элементы), *Ligonodina silurica* Branson et Mehl, *Lonchodina walliseri* Ziegler, *Ozarkodina eurekaensis* Klapper et Murphy, *Oz. media* Walliser, *Oz. cf. pandora* Murphy Matti et Walliser, *Oz. ziegleri ziegleri* Walliser, *Oulodus acyls* Mawson, *Oul. spicula* Mawson, *Oul. variterminalis* Wilson, *Paltodus nudus* Drygant, *Trichonodella symmetrica* (Branson et Mehl). В ходжакурганской свите установлен вид *Icriodus postwoschmidti* Mashkova, характеризующий самую нижнюю зону девона.

Почти все бурсыхирманские виды известны из раннего лохкова: зона *postwoschmidti* формации Windellama и лохкова Eurimbla – Нового Южного Уэльса Австралии [Murphy et al., 1981; Mawson, 1986]. Лохковская зональная форма *Ozarkodina eurekaensis* широко известна в нижней части лохкова Северной Америки (Невада, формация Roberts Mountains) [Klapper, Murphy, 1975; Klapper, Johnson, 1980], а также в Тюрингии и Рейнских сланцевых горах [Ziegler, 1960]. На этом же уровне она встречена в Южном Тянь-Шане (кунжакский горизонт, джалпакская свита, разрез горы Меришкор, хребет Северный Нуратау). Другой представитель этого же рода *Ozarkodina pandora* Murphy, Matti et Walliser сближает раннемадмонские отложения с отложениями раннего лохкова Северной Америки [Murphy et al., 1981], Германии [Weddige, 1987], а также Австралии [Mawson et al., 1988]. Присутствующий в обисафитском разрезе вид *Amidrotaxis johnsoni* alpha morph характерен для зоны *postwoschmidti* в формациях Windellama и Eurimbla, Новый Южный Уэльс Австралии [Mawson, 1986]. В дополнительном разрезе в долине Оби-Сафит, проходящем параллельно стратотипическому, в самом основании мадмонской свиты, встречены виды *Oulodus acyls* Mawson и *Oulodus spicula* Mawson, присутствующие в нижнем девоне Австралии (Новый Южный Уэльс, известняки Creek, формация Windellama, зона *postwoschmidti*–*eurekaensis*). Данные сопоставления свидетельствуют, что обнажающаяся в разрезе Оби-Сафит нижняя часть мадмонской свиты соответствует стандартной лохковской зоне *woschmidti*.

Однако для основного разреза не удалось восстановить зональную конодонтовую последовательность. В то же время разрез Оби-Сафит с его относительно монотонной седиментацией и специализированной бентосной макрофауной является интересным объектом для использования разных методов поиска следов значительных геологических и биологических событий в позднесилурийском–раннедевонском пограничном интервале. При использовании корреляции обисафитских макрофаунистических комплексов с такими же комплексами из Южной Ферганы, где граница систем имеет стандартное зональное обоснование [Kim et al., 1988], было установлено, что условная граница силура и девона в разрезе Оби-Сафит должна проходить в интервале 315–360 м от его основания.

Анализ седиментационных и палеогеографических особенностей толщ дал дополнительный материал для поиска узнаваемых событийных следов, поскольку границы седиментационных циклов имеют больший коррелятивный потенциал по сравнению с комплексами бентосной макрофауны. С точки зрения узнаваемости один из вариантов границы систем можно связать с началом или концом IX-го седиментационного цикла.

На этом уровне заметным событием в эволюции оби-сафитского седиментационного бассейна, распознаваемым на территории запада Зеравшанского хребта, можно считать массовое появление в пограничном купрукско-мадмонском интервале захоронений многочисленных обломков стеблей и члеников криноидей (297 м от основания разреза). Оно трактуется как показатель окончательного исчезновения повышенной магнезиальности вод и проникновения в оби-сафитский бассейн нормально-морских океанических вод. В разрезе Оби-Сафит этот уровень приходится на верхнюю часть IX-го цикла. Такая интенсивная связь продолжалась в нижней части X-го цикла. Затем произошло постепенное изменение фациальных условий, приведшее к возрастанию количества альгофлоры и биолитовых разностей в осадках, а также к уменьшению числа перерывов в осадконакоплении и увеличению объема массивных пород. Такое же массовое возникновение водорослевых рифовых тел на уровне лохковской конодонтовой зоны *Ozarcodina remscheidensis* и граптолитовой зоны *Monograptus uniformis* установлено в разрезе Исфара в Туркестано-Алайской горной области.

Таким образом, появление массовых захоронений криноидей можно отнести к заметному биособытию в пограничном силурийско-девонском интервале. К сожалению, нельзя определить систематическую принадлежность остатков криноидей из-за плохой их сохранности.

Следует отметить, что следы кратковременной трансгрессии, определенной в Чехии, которая фиксируется проникновением граптолитов *Monograptus uniformis* в Баррандиеновский бассейн, на территории запада Зеравшанского хребта не установлены.

## ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР

От многочисленной, но довольно однообразной обисафитской палеобиоты сохранились в основном карбонатные скелеты каркасостроящих фильтраторов (амфипор, строматопор, коралловых полипов), составляющих значительную часть группы консументов – поставщиков биогенов. Сведения о поставщиках первичного органического вещества – группе продуцентов – крайне скупы, поскольку большинство из них не обладало минеральным скелетом и почти не сохранилось в ископаемом состоянии.

Основу сохранившейся биоты составляют таксономически однообразные коралловые полипы (одиночные ругозы и табуляты), а также организмы, отнесенные к группам амфипор и строматопорат. Присутствуют скопления мелких однообразных брахиопод и гастропод, рассеянные членики криноидей, конодонтовые элементы, а также многочисленные и таксономически разнообразные

остракоды. Отмечаются единичные находки пелеципод и наутилоидей. В шлифах встречены сечения раковин хиолитов и тентакулитов. В палеобиоте, вероятно, входили также многочисленные бесскелетные организмы, оставившие захороненные в породах микропеллеты, следы зарывания и сверления на поверхностях слоев, ползания и проедания осадка.

Из поставщиков первичного органического вещества встречены остатки известковых водорослей и микробиальных сообществ. Колонии последних образуют микроонколитовые сгустки (фототабл. I, фиг. 1–3) а также обрастания на одиночных ругозах и колониях табуляты.

Органические остатки концентрируются в автотонных, субавтотонных, аллотонных и смешанных захоронениях, однако таксономически составы остатков во всех типах захоронений очень близки. Присутствуют: 1) изолированные органические постройки, представляющие собой целые или полуразрушенные небольшие биостромы мощностью до 1.5 м и длиной до 15.0 м. Они могут быть строматопоратовые и ругозовые, а также смешанные – строматопоратово-амфипорово-табулятово-ругозовые; 2) разнообразно ориентированные и рассеянные в толще пород остатки полуразрушенных и целых колоний строматопорат и табуляты, скопления амфипор, одиночных ругоз; значительно меньшие по объему представляют собой скопления и рассеянные захоронения однообразных мелких брахиопод, гастропод, остракод и обломков криноидей; 3) слои с крупными биокластами тех же органических остатков.

Особенности существования и захоронения биоты из разреза Оби-Сафит связаны с условиями многократных изменений глубины водного бассейна. Вследствие этого его дно попадало в разные гидродинамические зоны – от положения ниже базиса действия штормовых волн до положения выше нормального базиса действия волн и кратковременных обнажений дна бассейна. Характер седиментации был пульсирующий с седиментационными паузами. Такие условия не способствовали длительному существованию органических построек. Целые постройки встречаются редко, большинство их в разной степени разрушено. Обычно в составе биостромов отмечаются многоэтажные наслоения: автотонные захоронения чередуются с горизонтами, состоящими из крупных и мелких органических обломков. Пример полуразрушенной органической постройки можно наблюдать на 287 м разреза. Наиболее богаты органическими постройками интервалы разреза 105–110, 132–142, 155–170, 319–330, 360–380 м.

Интенсивность переработки осадков ярко иллюстрируется результатами тафономического анализа захоронений остракод. В купрукских отложениях известны 58 видов остракод, из которых 46 ви-

дов (80% комплекса) представлены единичными экземплярами и встречаются обычно только в одном аллохтонном захоронении. Такой тип захоронений формируется в результате перемещения раковин и створок из биотопов, уничтоженных размывами. К видам из сохранившихся биотопов относятся только 20% комплекса (12 видов).

Редкие автохтонные захоронения остракод связаны с мягкими илистыми грунтами участков дна между биостромами [Михайлова, 2010]. С этими же фациями связаны автохтонные захоронения брахиопод, образующие небольшие брахиоподовые банки, а также отдельные колонии табулят и одиночные ругозы.

Структура сообщества характеризуется относительно низким таксономическим разнообразием, но многочисленностью индивидуумов. Экологические условия оби-сафитского бассейна были таковы, что в них могло существовать только ограниченное число видов каркасостроящих организмов, а также подокопоморфных остракод. Брахиоподы представлены обедненным комплексом, содержащим только мелкие формы; практически отсутствуют широко распространенные в верхнем силуре и лохкове трилобиты; из моллюсков встречаются однообразные мелкие гастроподы. Единичные членики криноидей в нижней части разреза имеют следы значительного переноса. Скопления хорошо сохранившихся члеников и небольших кусочков стеблей криноидей появляются только на отметке в 295 м.

Однако виды оби-сафитской палеобиоты входят в состав значительно более таксономически разнообразных сообществ открытых морских бассейнов, разрезы которых широко развиты в Южном Тянь-Шане. Из этого следует, что оби-сафитский бассейн не был полностью изолирован от открытого морского пространства. Он был связан с океаническим бассейном, осадки которого известны в 5–15 км к северу от разреза Оби-Сафит (горы Чекрыл-Калаян, запад Зеравшанского хребта). Там установлены фации окраинной части шельфа, краевого поднятия и верхней части континентального склона пржидольско-лохковского возраста.

### Характеристика некоторых групп органического мира разреза Оби-Сафит

**Строматопораты.** Считается, что благоприятными условиями для существования строматопорат являлись хорошая аэрация, небольшая глубина бассейна, отсутствие взвешенных глинистых частиц и большое количество биогенов. Некоторые виды строматопорат могли переносить периодическое высыхание и существовать в приливно-отливной области.

Для разреза Оби-Сафит характерны относительно невысокие колонии длиной от 3 до 30 см. Форма колоний разнообразная: полусферическая, шаро-

образная, цилиндрическая (наиболее распространенная), желваковидная, ленточная, корковидная. В большинстве биостромов преобладают два типа колоний (например, корковидные и ленточные – в биостромах на 15 и 370 м разреза; желваковидные и цилиндрические – на 175 и 310 м). Однако при многочисленности колоний в биостроме присутствуют три-четыре их типа.

Специфичностью строматопоратового комплекса является эндемичность более половины видов. Наиболее насыщены находками строматопоратид интервалы 60–95, 170–190, 285–290, 305–308, 356–360 м.

**Амфипоры.** Присутствуют в большом количестве, но их таксономический состав не достаточно хорошо изучен. Амфипоровые скопления обычно имеют длину от первых десятков сантиметров до 1.5 м, а высоту – от 3.0 до 15.0 см. Ценостеумы субцилиндрического очертания, прямые или изогнутые, диаметр в среднем 0.2 см, длина около 2.0 см. Наблюдаются как изолированные скопления амфипор, так и входящие в состав органогенных построек. Обычно скопления амфипор расположены в основании построек и в их боковых частях; кроме того, они встречаются внутри колоний ленточных строматопорат.

В нижней и средней частях разреза преобладают скопления, относящиеся к типу амфипоровых “лугов”, в верхней части разреза встречаются скопления типа амфипоровых “банок”. В интервале 320–340 м появляются крупные амфипоры с ценостеумами до 1 см диаметром и 5 см в длину.

Захоронение амфипоровых скоплений особенно многочисленны в интервалах 95–105, 330–340, 367–368 м.

**Ругозы.** Систематический состав комплекса ругоз купрукской свиты беден, однообразен и эндемичен. Доминирующими и часто породообразующими являются скопления кустистых *Triplasma asiatica* (Nikolaeva), слагающие органогенные постройки. В комплексе с ними, но значительно реже присутствуют одиночные *Cystiphyllum siluriensis* Lonsdale и *Chavsakia chavsakiensis* Lavrusevich. Эти особенности комплекса наблюдаются не только в разрезе Оби-Сафит, но и во всей Зеравшано-Гиссарской горной области. Вид *Chavsakia chavsakiensis* может присутствовать во многих доломитовых разностях и встречаться в нижней части девона.

Довольно часто наблюдаются захоронения хорошо сохранившихся одиночных ругоз, расположенные вдоль плоскостей напластования, но ориентированных беспорядочно. Такие захоронения считаются автохтонными и рассматриваются как остатки ругозовых “лугов”, захоронившихся в относительно спокойных водных условиях ниже базиса действия волн, при которых скелеты ругоз не перемещались с места обитания (рис. 7). Они встречаются на 10, 17, 124, 138, 157, 195 и 397 м разреза.



Рис. 7. Захоронение ругоз, верхняя часть купрукской свиты, основной разрез Оби-Сафит.

Fig. 7. Burial of tetracorals, the upper part of the Kupruk Formation, the main section of Obi-Safit.

**Остракоды.** Из разреза Оби-Сафит известен 61 вид, из которых 58 найдены в купрукской свите и 3 – в мадмонской. Таксономический состав остракодового сообщества эндемичен и существенно отличается от южно-тяньшанских сообществ позднесилурийско-раннедевонского возраста, известных из осадков открытого мелководного шельфа, карбонатной платформы и рифового склона. Большинство раковин остракод имеют гладкую поверхность и отличаются “гигантизмом”. Преобладают подокопаморфы, составляющие до 77% общего числа видов. Представители надотрядов палеокопаморф и платикокопаморф, существование которых было связано с карбонатными илами мелководья открытого морского бассейна, малочисленны. Особенности оби-сафитского остракодового сообщества свидетельствуют о том, что оно сформировалось в бассейне с первично измененным химизмом вод и отличающимся от нормального открытого морского. Остракоды особенно многочисленны в интервалах 100–130 и 260–270 м.

**Фораминиферы.** Хотя находки фораминифер в силурийских и девонских отложениях Зеравшано-Гиссарской горной области известны давно, в разрезе Оби-Сафит они найдены впервые. Здесь присутствуют следующие таксоны: *Parathurammia* sp., *Parathurammia graciosa* Pronina, *P. cf. apertura* Pronina, *Parathuramminites* sp., *Eotuberitina* sp., *Archaelagena* sp., *Caligella* ex gr. *antropovi* (Lipina), *Serginella* ? sp., *Elenella* sp., *Neoarchaesphaera* (*Elenella*) cf. *multispinosa* Pronina, *Neoivanellova* ? sp., *Vulgarella* ? sp. (фототабл. II, III). Все

таксоны входят в состав отряда *Parathuramminida* Mikhalevich, характеризующегося примитивными преимущественно однокамерными известковыми, секреторными раковинами с зернистой стенкой. Большинство из них являлось подвижным бентосом, за исключением представителей рода *Eotuberitina*, которые вели прикрепленный образ жизни. Паратурамминиды известны с кембрия по карбон. Виды и роды, присутствующие в разрезе, характерны для верхнесилурийских отложений Урала [Пронина, 1963, 1969] и Зеравшанско-Гиссарской горной области [Салтовская, 1981; Сабиров, 2008].

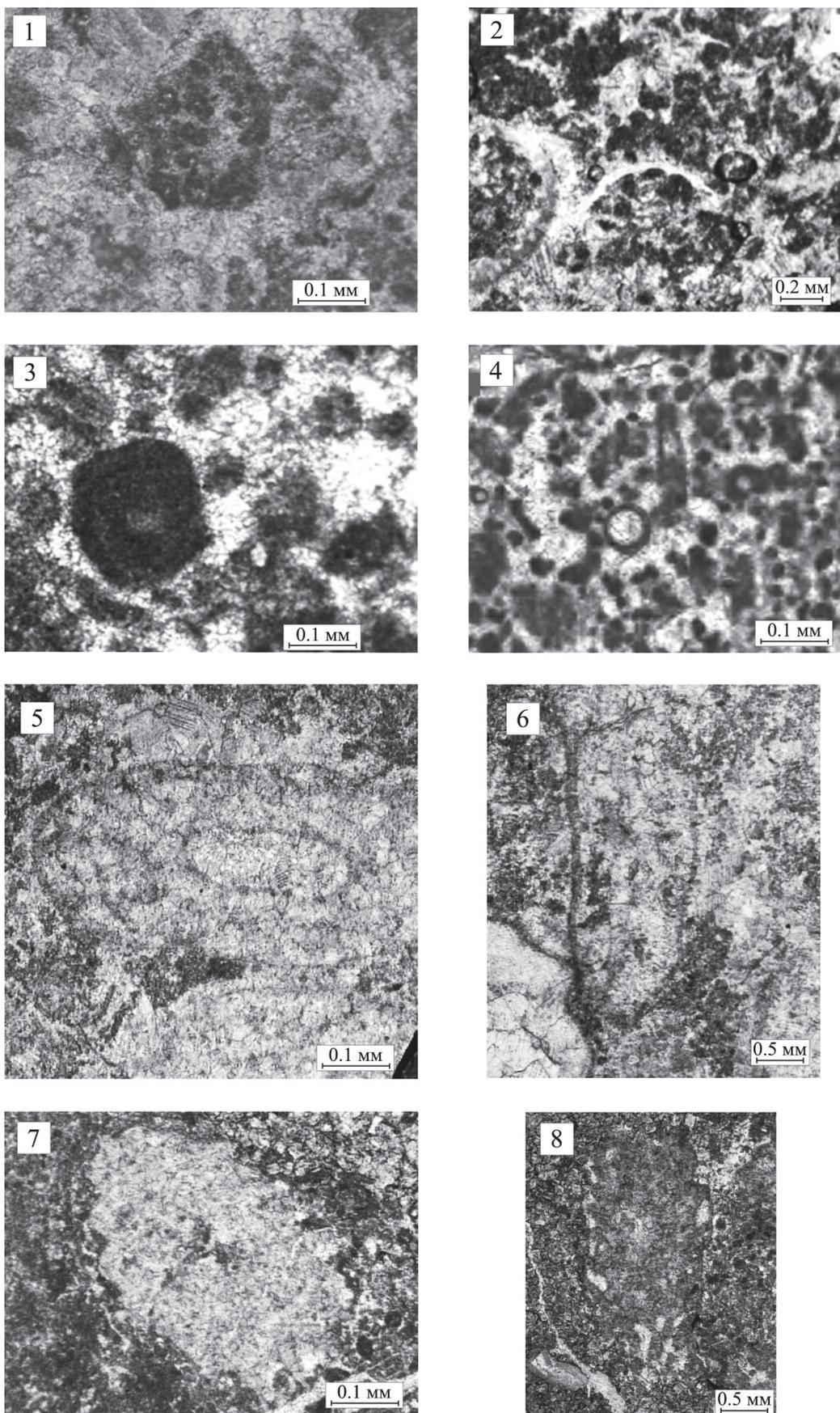
**Альгофлора.** Изучение остатков водорослей в разрезе Оби-Сафит начато недавно. Сведения о них основаны на данных, полученных при просмотре петрографических шлифов. Содержание определенных остатков водорослей очень незначительное (см. фототабл. I, II). Отмечаются единичные остатки зеленых водорослей плохой сохранности, отнесенные к родам *Paleoporella*, *Dimorphosiphon* и *Rhabdoporella*. К последнему отнесен единственный вид, который удалось определить, – *Rhabdoporella* cf. *stolleyi* Rothpletz. Присутствуют скопления *Paleomicrocodium* sp. – водорослей из семейства Microcodiaceae Maslov неясного систематического положения. Найден необычный органический остаток неясного систематического положения, условно отнесенный к кодиевым водорослям (см. фототабл. II, фиг. 4). Из цианобактерий в основном наблюдаются скопления *Renalcis*, реже *Girvanella*. Как цианобактерии, так и палеомикрокодии свидетельствуют об очень мелководных условиях накопления осадков в бассейне лагунного типа с пониженной гидродинамикой.

## ВЫВОДЫ

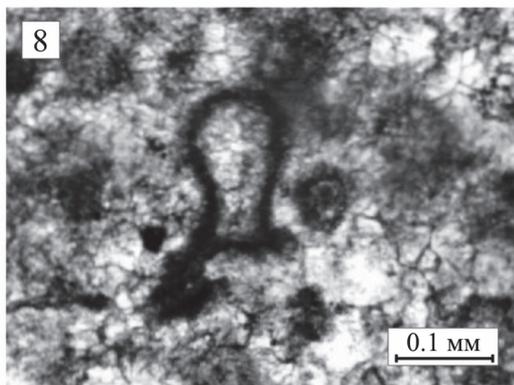
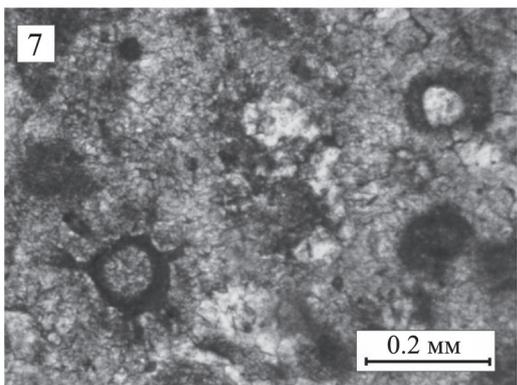
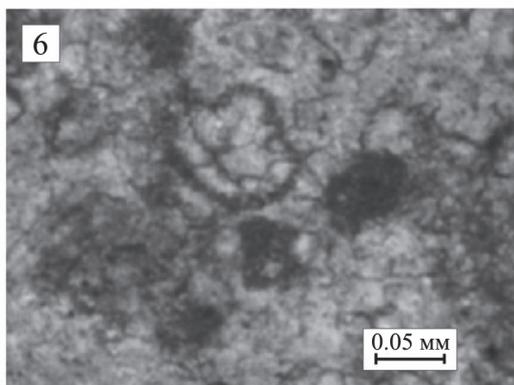
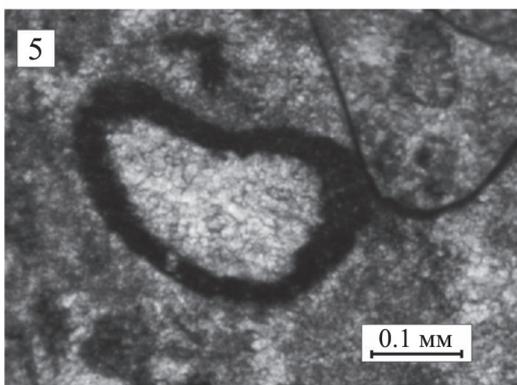
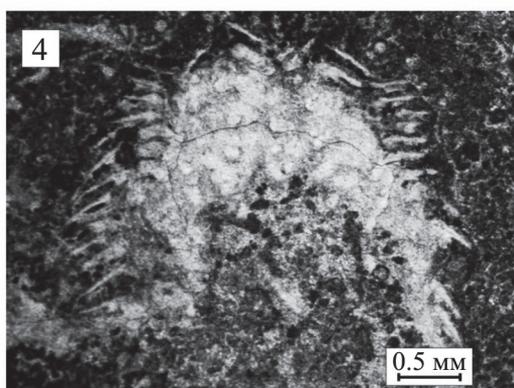
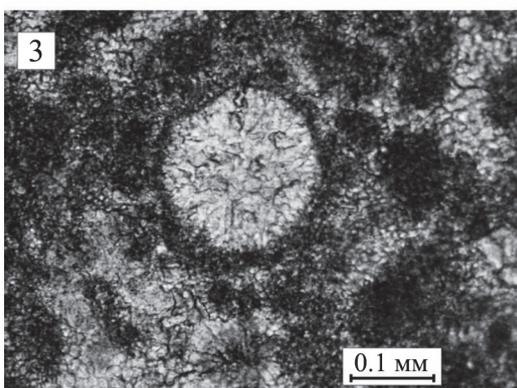
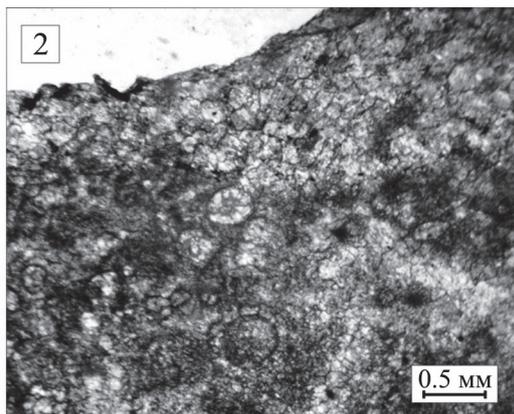
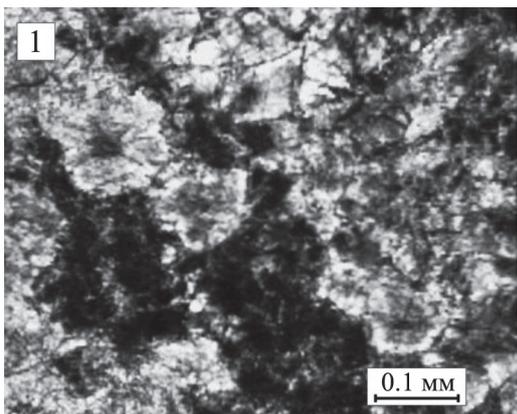
1. Разрез Оби-Сафит содержит непрерывную последовательность отложений позднесилурийского (лудфорд, пржидолий) и раннедевонского (начало лохкова) возраста, сформировавшихся на шельфе микроконтинента в Северном полушарии тропической зоны океана Прототетис [Биске, 1996, Hladil, Bek 1998]. Он дает возможность проследить изменение характера седиментации и палеобиоты от условий мелководного полуизолированного бассейна с повышенным содержанием магния в морской воде в купрукское время до массивных биолитовых рифогенных тел открытой части шельфа с водами нормальной солености в мадмонское время.

2. Разрез Оби-Сафит содержит многочисленные полуразрушенные амфипорово-строматопорово-коралловые постройки. Накопление осадков происходило на фоне колебаний уровня моря. Максимумы трансгрессий в пределах циклов определяются по интенсивному развитию органогенных

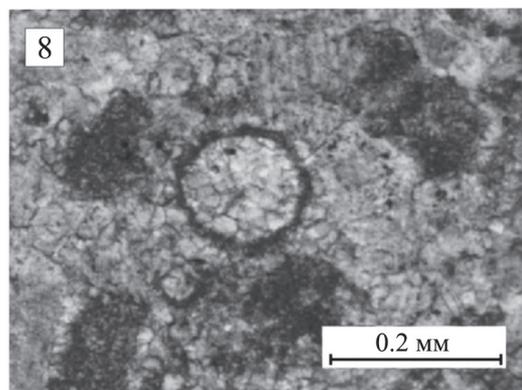
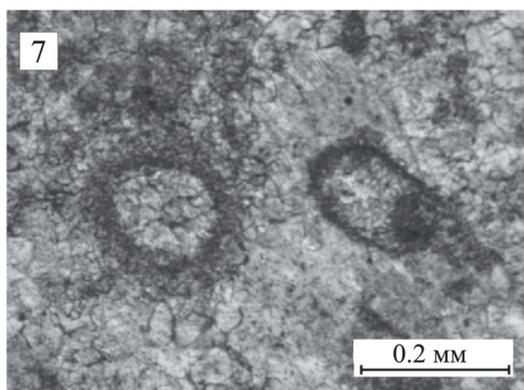
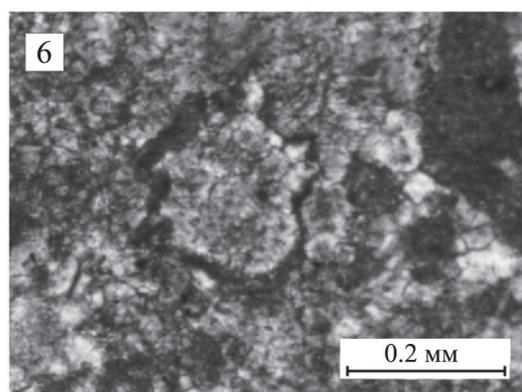
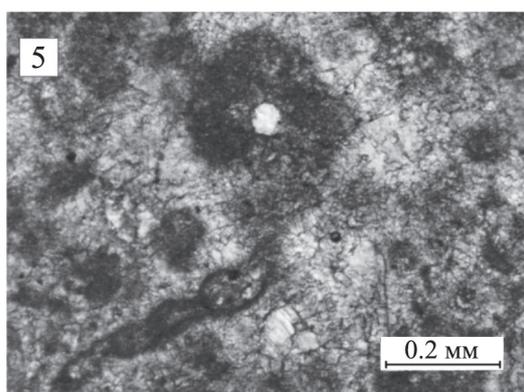
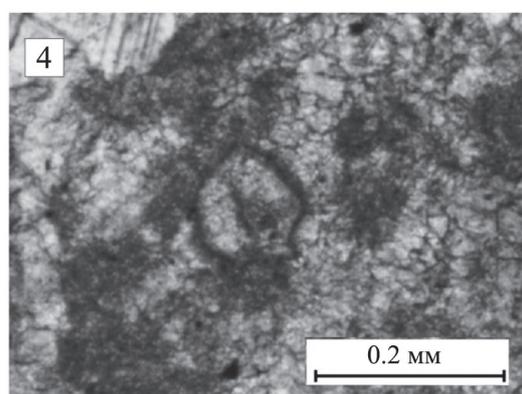
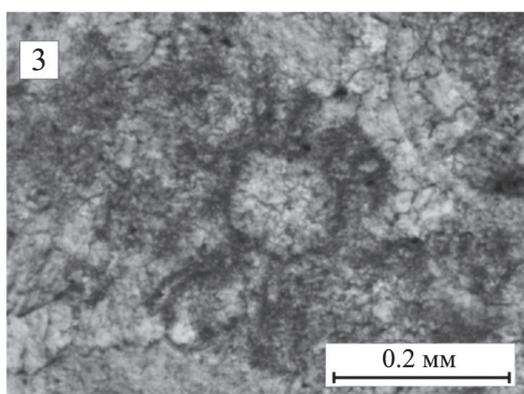
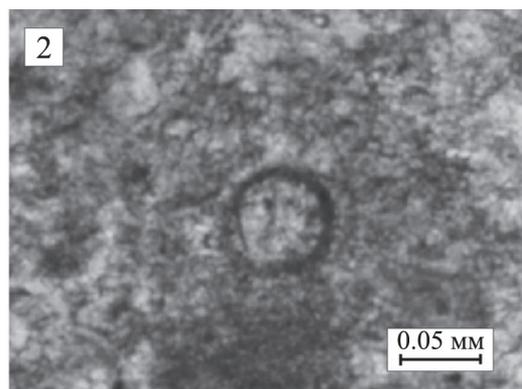
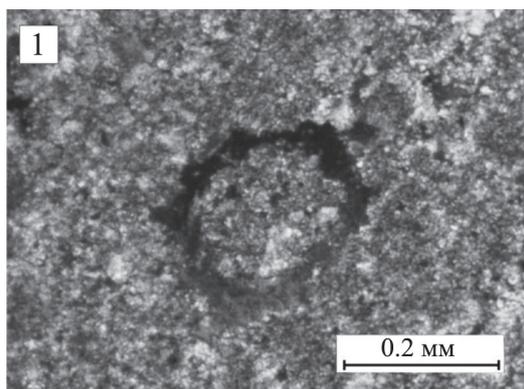
Фототаблица I



Фототаблица II



Фототаблица III



**Фототаблицы I–III.** Все шлифы происходят из основного разреза Оби-Сафит.

Номера шлифов 1, 2, ... соответствуют номерам образцов 1983 г., а номера шл. XX-, ... – номерам образцов 2015 г. на рис. 4.

**Plates I–III.** All thin sections are from the main sequence of Obi-Safit.

The numbers of the thin sections 1, 2, ... correspond to the numbers of the samples of 1983, the numbers XX-, ... – the numbers of the samples of 2015 in Fig. 4.

**Фототаблица I**

Фиг. 1. Скопление цианобактерий *Renalcis*. Шл. 24, сл. 16.

Фиг. 2. Скоплений цианобактерий *Renalcis*. Шл. 14, сл. 11.

Фиг. 3. Микрожелвачки, образованные цианобактериями. Шл. 2, сл. 2.

Фиг. 4. Зеленые дазикладациевые водоросли *Rhabdoporella* cf. *stolleyi* Rothpletz. Шл. 2, сл. 2.

Фиг. 5, 6. Слоевые зеленой кодиевой водоросли *Paleoporella* (?) sp.: 5 – поперечное сечение, 6 – продольное сечение. Шл. 9, сл. 6.

Фиг. 7, 8. Остатки известковых зелёных водорослей *Dimorphosiphon* (?) sp.: 7 – поперечное сечение, 8 – продольное сечение. Шл. 15, сл. 11.

**Plate I**

Fig. 1. The accumulation of Cyanobacteria *Renalcis*. Thin section 34, the layer 16.

Fig. 2. The accumulation of Cyanobacteria *Renalcis*. Thin section 14, the layer 11.

Fig. 3. The microconcretions formed by Cyanobacteria. Thin section 2, the layer 2.

Fig. 4. Dasycladales green algae *Rhabdoporella* cf. *stolleyi* Rothpletz. Thin section 2, the layer 2.

Fig. 5, 6. Thallus green algae Codiaceae *Paleoporella* (?) sp.: 5 – cross section, 6 – longitudinal section. Thin section 9, the layer 6.

Fig. 7, 8. Remnants of calcareous green algae *Dimorphosiphon* (?) sp.: 7 – cross section, 8 – longitudinal section. Thin section 15, the layer 11.

**Фототаблица II**

Фиг. 1. *Paleomicrocodium* sp. Шл. 10, сл. 8.

Фиг. 2. Скопления цианобактерий *Paleomicrocodium* sp. Шл. 20, сл. 13.

Фиг. 3. Поперечное сечение слоевища зеленых дазикладациевых водорослей. Шл. 32, сл. 17.

Фиг. 4. Органический остаток неясного систематического положения, возможно, кодиевая водоросль. Шл. 32, сл. 17.

Фиг. 5. *Neoarchaesphaera* (*Elenella*) cf. *multispinosa* Pronina и *Neoivanovella* ? sp. Шл. XX-1-2a, сл. 2.

Фиг. 6. *Parathurammia graciosa* Pronina. Шл. XX-19-2a, сл. 25.

Фиг. 7. *Vulgarella* ? sp. Шл. XX-41, сл. 43.

Фиг. 8. *Eotuberitina* sp. Шл. XX-2e, сл. 2.

**Plate II**

Fig. 1. *Paleomicrocodium* sp. Thin section 10, the layer 8.

Fig. 2. The accumulation of Cyanobacteria *Paleomicrocodium* sp. Thin section 20, the layer 13.

Fig. 3. The cross section of thallus Dasycladales green algae. Thin section 32, the layer 17.

Fig. 4. The organic residue of unclear systematic position, possible algae Codiaceae. Thin section 32, the layer 17.

Fig. 5. *Neoarchaesphaera* (*Elenella*) cf. *multispinosa* Pronina и *Neoivanovella* ? sp. Thin section XX-1-2a, the layer 2.

Fig. 6. *Parathurammia graciosa* Pronina. Thin section XX-19-2a, the layer 25.

Fig. 7. *Vulgarella* ? sp. Thin section XX-41, the layer 43.

Fig. 8. *Eotuberitina* sp. Thin section XX-2e, the layer 2.

**Фототаблица III**

Фиг. 1. *Parathurammia* sp. Шл. XX-31-1, сл. 36.

Фиг. 2. *Elenella* sp. Шл. XX-31-1a, сл. 36.

Фиг. 3. *Parathurammia* sp. Шл. XX-1-2b, сл. 2.

Фиг. 4. *Parathurammia* sp. Шл. XX-1-2c, сл. 2.

Фиг. 5. *Serginella* ? sp., *Caligella* ex gr. *antropovi* (*Lipina*). Шл. XX-1-2d, сл. 2.

Фиг. 6. *Parathurammia* sp. Шл. XX-1-2f, сл. 2.

Фиг. 7. *Archaelagena* sp. Шл. XX-14-2, сл. 19.

Фиг. 8. *Parathurammia graciosa* Pronina. Шл. XX-19-2, сл. 25.

**Plate III**

Fig. 1. *Parathurammia* sp. Thin section XX-31-1, the layer 36.

Fig. 2. *Elenella* sp. Thin section XX-31-1a, the layer 36.

Fig. 3. *Parathurammia* sp. Thin section XX-1-2b, the layer 2.

Fig. 4. *Parathurammia* sp. Thin section XX-1-2c, the layer 2.

Fig. 5. *Serginella* ? sp., *Caligella* ex gr. *antropovi* (*Lipina*). Thin section XX-1-2d, the layer 2.

Fig. 6. *Parathurammia* sp. Thin section XX-1-2f, the layer 2.

Fig. 7. *Archaelagena* sp. Thin section XX-14-2, the layer 19.

Fig. 8. *Parathurammia graciosa* Pronina. Thin section XX-19-2, the layer 25.

построек-биогермов, а максимумы регрессий – по появлению прослоев карбонатных конгломератобрекчий. В течение купрукского времени на данном участке палеобассейна относительно часто менялся гидродинамический режим, поверхность дна находилась то ниже базиса действия штормовых волн, то выше базы нормальных волнений. Осадконакопление шло пульсационно, с седиментационными паузами, которые сопровождалось обнажением и высыханием дна. Формировались поверхности мягкого и твердого дна. Впоследствии дно заселялось морским бентосом, а также перерабатывалось илороющими организмами.

3. Доломитизация отложений и специфичность таксономического состава купрукской биоты свидетельствуют о формировании последней на участке бассейна, частично изолированном от открытого океана. Уменьшение количества биокластов снизу вверх в породах купрукской свиты, улучшение сохранности колоний кораллов, снижение доломитизации и сокращение прослоев брекчий свидетельствуют о постепенном повышении уровня моря к концу пржидолия.

4. В начале мадмонского времени относительно высокое стояние уровня моря вызвало сокращение перерывов в осадконакоплении, что привело к изменению текстуры пород и образованию массивных “типично мадмонских” биолитовых известняков. Компенсированное прогибание морского дна шло с сохранением отдельных участков с замедленными темпами погружения, которые постепенно превращались в биостромы, заселенные девонскими строматопоратами, кораллами и брахиоподами. Произошло постепенное исчезновение сообществ купрукских ругоз, табулят, брахиопод и остракод. В начале мадмонского времени среди макрофауны преобладали автохтонные захоронения скоплений амфипор, впоследствии сменившиеся сообществами мадмонских строматопорат, табулятоморфных кораллов и ругоз.

5. Биостратиграфическая граница силура и девона в разрезе Оби-Сафит носит условный характер. Циклостратиграфическая граница между стратонами обнаруживается на 35 м ниже используемой в настоящее время границы силура и девона. Она отвечает максимуму трансгрессии 9-го седиментационного цикла и совпадает с массовым появлением в породах захоронений криноидей. Этот пик коррелирует с максимумом трансгрессии эвстатической кривой Россов [Ross, Ross, 1988] и может быть использован для корреляции пограничных отложений силура и девона в Зеравшано-Гиссарской горной области Южного Тянь-Шаня.

Авторы благодарят палеонтолога А.А. Сабирова, АН Таджикистана за консультации в определениях фораминифер из купрукской свиты.

Работа выполнена в рамках международного проекта Project IGCP 591 The Early to Middle Palaeozoic Revolution международной программы по геологической корреляции (МПГК) и при финансовой поддержке Санкт-Петербургского горного университета.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Биске Ю.С. (1996) Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: СПб. Гос. ун-т, 190 с.
- Дрыгант Д.М. (1984) Корреляция и конодонты силурийских-нижнедевонских отложений Вольно-Подольи. Киев: Наук. думка, 191 с.
- Ким А.И., Ёлкин Е.А., Ерина М.В., Грацианова Р.Т. (1978) Полевая сессия Международной подкомиссии по стратиграфии девона. Типовые разрезы пограничных слоев нижнего и среднего девона Средней Азии. Путеводитель экскурсий. Ташкент, Изд. “Ташкент-геология”, Мин. геологии УзССР, 54 с.
- Кузнецов В.Г. (2008) Специфические черты протерозойского карбонатакопления как отражение своеобразия протерозойской биоты. *Литоология и геология горючих ископаемых*, II(18), 134-154.
- Машкова Т.В. (1970) Конодонты биозоны *Spathognathodus sceinhornensis* острова Вайгач. *Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача*. Л.: НИИГА, 210-234.
- Михайлова Е.Д. (2010) Роль тафономических исследований в установлении биотопов и эколого-фациальных сообществ силурийских и раннедевонских остракод Южного Тянь-Шаня. *Зан. СПГИ (ТУ)*, **189**, 284-295.
- Михайлова Е.Д., Ким А.И., Ерина М.В. (1978) Краткая характеристика стратиграфического разреза пограничных отложений силура и девона (Оби-Сафит) на западе Зеравшанского хребта, Средняя Азия. *Зан. ЛГИ*, **LXXIII**(2), 31-36.
- Пронина Т.В. (1963) Фораминиферы и некоторые сопутствующие им микроорганизмы силура Уфимского амфитеатра. *Палеонтол. журн.*, (4), 3-13.
- Пронина Т.В. (1969) Новые силурийские и девонские фораминиферы Урала. *Палеонтол. журн.*, (2), 21-33.
- Путеводитель экскурсий по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии (1966). Ташкент: МГ УзССР, 112 с.
- Сабиров А.А. (2008) Биоразнообразие силурийских и раннедевонских фораминифер Таджикистана. *Тр. Ин-та геологии АН Таджикистана. Нов. сер.*, **7**, 33-40.
- Салтовская В.Д. (1981) Силурийские и девонские фораминиферы Зеравшанско-Гиссарской горной области. *Вопр. микропалеонтологии*, (24), 105-115.
- Соколов Б.С., Гарьковец В.Г. (1984) Экскурсия 100. *Сводный путеводитель экскурсий, XVII сессия МГК*. Ташкент: ФАН, 138-165.
- Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана. (2012) Душанбе: Недра, 466 с.
- Branson E.B., Mehl M.G. (1933) Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. *The University of Missouri Studies*, **VIII**(4), 265-299.
- Corradini C., Corriga M.G. (2010) Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaiia area (Car-

- nic Alps, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica*, **49**(3), 237-253.
- Corriga M.G., Corradini C. (2009) Upper Silurian and Lower Devonian conodonts from the Monte Cocco II section (Carnic Alps, Italy). *Bull. Geosci.*, **84**(1), 155-168.
- Devonian sequences of the Kitab Reserve area (2008) Field Excursion Guidebook. Novosibirsk: SB RAS Publ., 100 p.
- Hladil J., Bek J. (1998) Distances between the Early/Middle Devonian Gondwana and Laurussia: faunal and spore dispersals as compared with palaeomagnetic data on palaeolatitudes. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, **5**(2), 29-33.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **49**, 445-459.
- Kim A.I., Erina M.V., Yolkin E.A., Sennikov N.V. (1988) Subdivision and correlation of the Devonian of South Fergana (Turkestan–Alai-Mountain Area, USSR). *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**(III), 703-714.
- Klapper G., Johnson J.G. (1980) Endemism and dispersal of Devonian conodonts. *J. Paleont.*, **54**(2), 400-455.
- Klapper G., Murphy M. (1975) Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of central Nevada. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, **111**, 62.
- Lale H.R., Ormiston A.R. (1979) Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska. *Geologica et Palaeontologica*, **13**, 39-96.
- Mawson R. (1986) Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellasma, New South Wales. *Geologica et Palaeontologica*, **20**, 39-71.
- Mawson R., Talent J. et al. (1988) Conodont data in relation to resolution of stage and zonal boundaries for the Devonian of Australia. *Memoir Canad. Soc. Petrol. Geol.*, **14**, 485-527.
- Murphy M.A., Matti J.C., Walliser O.H. (1981) Biostratigraphy and evolution of the Ozarkodina remscheidensis – Eognathodus sulcatus lineage (Lower Devonian) in Germany and central Nevada. *J. Paleont.*, **55**(4), 747-772.
- Pickett J. (1980) Conodont assemblages from the Cobar supergroup (Early Devonian), New South Wales. *Alcheringa*, **4**(1-2), 67-88.
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1988) Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *Sealevel changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ.*, **42**, 227-247.
- Silurian Time. (1995) *A Newsletter of the Silurian Subcommittee*, (3), 47.
- Walliser O.H. (1964) Conodonten des Silurs. *Abh. des Hessischen Landesamtes für Bodebforschung zu Wiesbaden*, (41), 1-106.
- Weddige K. (1987) The lower Pragian boundary (Lower Devonian) based on the conodont species Eognathodus sulcatus. *Senckenbergiana lethaea*, **67**(5/6), 479-487.
- Ziegler W. (1960) Conodonten dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) Des Remscheider Suttels (Rheinisches Schiefergebirge). *Paleo. Z.*, **34**(2), 169-201.
- Branson E.B., Mehl M.G. (1933) Conodonts from the Bushberg sandstone and equivalent formations of Missouri. *The University of Missouri Studies*, **VIII**(4), 265-299.
- Corradini C., Corriga M.G. (2010) Silurian and lowermost Devonian conodonts from the Passo Volaja area (Carnic Alps, Italy). *Bollettino della Società Paleontologica*, **49**(3), 237-253.
- Corriga M.G., Corradini C. (2009) Upper Silurian and Lower Devonian conodonts from the Monte Cocco II section (Carnic Alps, Italy). *Bull. Geosci.*, **84**(1), 155-168.
- Devonian sequences of the Kitab Reserve area (2008) Field Excursion Guidebook. Novosibirsk, SB RAS Publ., 100 p.
- Drygant D.M. (1984) *Korrelyatsiya i conodonty siluriiskikh-nizhnedevonskikh otlozhenii Volyno-Podolii* [Correlation and conodonts of the Silurian-lower Devonian deposits of the Volyn-Podolia]. Kiev, Nauk. dumka Publ., 191 p. (In Russian)
- Hladil J., Bek J. (1998) Distances between the Early/Middle Devonian Gondwana and Laurussia: faunal and spore dispersals as compared with palaeomagnetic data on palaeolatitudes. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, **5**(2), 29-33.
- Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, (49), 445-459.
- Kim A.I., Erina M.V., Yolkin E.A., Sennikov N.V. (1988) Subdivision and correlation of the Devonian of South Fergana (Turkestan–Alai-Mountain Area, USSR). *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**(III), 703-714.
- Kim A.I., Yolkin E.A., Erina M.V., Gratsianova R.T. (1978) *Tipovye rasrezy pogranichnykh sloev nizhnego i srednego devona Srednei Azii* [Type sections of Lower and Middle Devonian boundary beds in Central Asia]. Poleyaya sessiya Mezhdunarodnoi podkomissii po stratigrafii devona. Putevoditel' ekskursii. Tashkent, Rotoprint, Association "Tashkent geology", Ministry of Geology of the Uzbek SSR, 54 p. (In Russian)
- Klapper G., Johnson J.G. (1980) Endemism and dispersal of Devonian conodonts. *J. Paleont.*, **54**(2), 400-455.
- Klapper G., Murphy M. (1975) Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of central Nevada. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, **111**, 62.
- Kuznetsov V.G. (2008) Specific features of the Proterozoic carbonate accumulation as a reflection of the identity of Proterozoic biota. *Litologiya i geologiya goryuchikh iskopaemykh*, **II**(18), 135-154. (In Russian)
- Lale H.R., Ormiston A.R. (1979) Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska. *Geologica et Palaeontologica*, (13), 39-96.
- Mashkova T.B. (1970) Conodonts biozone Spathognathodus sceinhornensis of Vaigach island. *Stratigrafiya i fauna siluriiskikh otlozhenii Vaigacha* [Stratigraphy and fauna of Silurian deposits in Vaigach island]. Leningrad, NIIGA Publ., 210-234. (In Russian)
- Mawson R. (1986) Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellasma, New South Wales. *Geologica et Palaeontologica*, **20**, 39-71.
- Mawson R., Talent J. et al. (1988) Conodont data in relation to resolution of stage and zonal boundaries for the Devonian of Australia. *Memoir Canad. Soc. Petrol. Geol.*, **14**, 485-527.
- Mikhailova E.D. (2010) The role of taphonomic studies to establish habitats and ecological- facies communities of

## REFERENCES

- Silurian and Early Devonian ostracods of Southern Tien Shan. *Zap. SPGGI (TU)*, **189**, 284-295. (In Russian)
- Mikhailova E.D., Kim A.I., Erina M.V. (1978) Short characteristics of stratigraphical section of Silurian and Devonian deposits (Obi-Saphit) on the west of Zeraвшan ridge, Middle Asia. *Zap. LGI*, **LXXIII**(2), 31-36. (In Russian)
- Murphy M.A., Matti J.C., Walliser O.H. (1981) Biostratigraphy and evolution of the Ozarkodina remscheidensis – Eognathodus sulcatus lineage (Lower Devonian) in Germany and central Nevada. *J. Paleont.*, **55**(4), 747-772.
- Pickett J. (1980) Conodont assemblages from the Cobar supergroup (Early Devonian), New South Wales. *Alcheringa*, **4**(1-2), 67-88.
- Pronina T.V. (1963) Silurian foraminifer and other microorganisms of Ufa plate. *Paleontol. Zhurn.*, (4), 3-13. (In Russian)
- Pronina T.V. (1969) New Silurian and Devonian foraminifer of Urals. *Paleontol. Zhurn.*, (2), 21-33. (In Russian)
- Putevoditel' ekskursii po tipovym rasresam ordovika, silura i devona Srednei Asii.* (1966) [Guidebook field excursions to the standard sections of the Ordovician, Silurian and Devonian of Central Asia]. Tashkent, MG UzSSR Publ., 112 p. (In Russian)
- Ross C.A., Ross J.R.P. (1988) Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *Sealevel changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ.*, (42), 227-247.
- Sabirov A.A. (2008) Biodiversity of Silurian and Early Devonian foraminifer of Tajikistan. *Tr. Institute of Geology. Nov. ser.*, **7**, 33-40. (In Russian)
- Saltovskaya V.D. (1981) Silurian and Devonian foraminifer of Zeraвшano-Gissarian mining region. *Vopr. micropaleontologii*, **24**, 105-115. (In Russian)
- Silurian Time. (1995) *A Newsletter of the Silurian Subcommittee*, (3), 47.
- Sokolov B.S., Gar'kovets V.G. (1984) *Ekskursiya-100* [Excursion 100]. *Svodnyi putevoditel' ekskursii, XVII sessiya MGK.* Tashkent, FAN Publ., 138-165. (In Russian)
- Stratigraficheskii slovar' fanerozoia Tadjikistana.* (2012) [Stratigraphic dictionary of Phanerozoic of Tajikistan]. Dushanbe, Nedra Publ., 401 p. (In Russian)
- Walliser O.H. (1964) Conodonten des Silurs. *Abh. des Hessischen Landesamtes fur Bodebforschung zu Wiesbaden*, (41), 1-106.
- Weddige K. (1987) The lower Pragian boundary (Lower Devonian) based on the conodont species Eognathodus sulcatus. *Senckenbergiana lethaea*, **67**(5/6), 479-487.
- Ziegler W. (1960) Conodonten dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) Des Remscheider Suttels (Rheinisches Schiefergebirge). *Paleo. Z.*, **34**(2), 169-201.