

ISSN 0869-592X

Том 32, Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2024



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 32 № 5 2024 Сентябрь—Октябрь

Основан в 1993 г. академиком Б.С. Соколовым

Выходит 6 раз в год
ISSN: 0869-592X

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

И.о. главного редактора
М.А. Рогов

Члены редакционной коллегии:

А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин,
М.Е. Былинская (*ответственный секретарь*),
В.С. Вишневская, Ю.Б. Гладенков,
В.А. Захаров, Ю.Д. Захаров, А.Б. Котов, А.Б. Кузнецов, Н.Б. Кузнецов,
Ю.А. Лаврушин, М.Г. Леонов,
Т.Б. Леонова, А.В. Лопатин, А.К. Маркова,
Дж. Мадхавараджу, С.В. Наугольных,
А.Ю. Розанов, Н.В. Сенников, Р.Э. Спайсер,
А.С. Тесаков, Т.Ю. Толмачева,
М.А. Федонкин (*заместитель главного редактора*),
Е.А. Языкова

Зав. редакцией А.И. Мещерская

Адрес редакции: 119017 Москва, Пыжевский пер., 7,
ГИН РАН
e-mail: alla-mesherskaya@yandex.ru

Москва
ФГБУ «Издательство «Наука»

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 5, 2024

| | |
|---|-----|
| Возраст и источники сноса пород кодарской серии удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd–Hf изотопных исследований <i>В. П. Ковач, Е. В. Адамская, А. Б. Котов, В. Н. Подковыров, А. М. Ларин, Е. В. Скляр, Н. Ю. Загорная, Т. М. Сквитина, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко, И. Тон</i> | 3 |
| Венд и ранний кембрий юго-запада, запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы: категории речных систем, формировавших осадочные последовательности <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров</i> | 27 |
| Мшанки из разреза джеромской свиты катийского яруса верхнего ордовика на р. Мойерокан (север Сибирской платформы) и их палеогеографическое значение <i>А. В. Коромылова, А. В. Дронов</i> | 52 |
| Геологическое строение и фаунистическая характеристика уникального местонахождения раннетриасовых тетрапод и ихнофоссилий Мансурово, Оренбургская область <i>А. В. Ульяхин, А. Г. Сенников, И. В. Новиков</i> | 78 |
| Стратиграфическая хронология и механизмы формирования донных отложений на устьевом взморье реки Грёндален (залив Грён-фьорд, Западный Шпицберген) в период климатических изменений <i>Н. И. Мещеряков, И. С. Усягина, А. А. Намятов, И. В. Токарев</i> | 104 |

Contents

Vol. 32. No. 5. 2024

Age and Sources of the Kodar Group Rocks of the Udokan Complex (Aldan Shield):
Results of Geochemical, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd–Hf
Isotopic Studies

*V. P. Kovach, E. V. Adamskaya, A. B. Kotov, V. N. Podkovyrov, A. M. Larin,
E. V. Sklyarov, N. Yu. Zagornaya, T. M. Skovitina, Yu. V. Plotkina,
A. M. Fedoseenko, and Y. Tong*

3

The Vendian and Early Cambrian of the Southwest, West and Northwest
of the Eastern European Platform: Categories of Rivers that Formed
Sedimentary Sequences

A. V. Maslov and V. N. Podkovyrov

27

The Upper Ordovician Katian Stage Bryozoans from the Dzheromo Formation
of the Moyerokan River Section (Northern Siberian Platform) and Their
Palaeogeographical Significance

A. V. Koromyslova and A. V. Dronov

52

Geological Structure and Faunistic Characteristics of the Mansurovo Unique
Locality of Early Triassic Tetrapods and Ichnofossils, Orenburg Region

A. V. Uliakhin, A. G. Sennikov, and I. V. Novikov

78

Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments
at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) During
the Period of Climatic Changes

N. I. Meshcheriakov, I. S. Usyagina, A. A. Namyatov, and I. V. Tokarev

104

УДК 550.93:552.4(551.72)

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД КОДАРСКОЙ СЕРИИ УДОКАНСКОГО КОМПЛЕКСА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ): РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Nd–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2024 г. В. П. Ковач^{1, *}, Е. В. Адамская¹, А. Б. Котов¹, В. Н. Подковыров¹,
А. М. Ларин¹, Е. В. Скляр^{2, 3}, Н. Ю. Загорная¹, Т. М. Сквитина², Ю. В. Плоткина¹,
А. М. Федосеенко¹, И. Тон⁴

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴Пекинский SHRIMP центр Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай

*e-mail: v.p.kovach@gmail.com

Поступила в редакцию 06.12.2023 г.

После доработки 31.01.2024 г.

Принята к публикации 19.02.2024 г.

Рассматриваются результаты геохимических и Nd-изотопных исследований пород в целом, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Hf-изотопных исследований детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита. Установлено, что породы кодарской серии имеют возраст в интервале 1.99–1.91 млрд лет, тогда как породы чинейской и кеменской серий удоканского комплекса – в интервале 1.90–1.87 млрд лет (Ковач и др., 2018; Kovach et al., 2023). Это позволяет поставить вопрос о выделении кодарской серии в самостоятельное стратиграфическое подразделение. Источниками терригенных пород кодарской серии являлись архейские магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока и, вероятно, Каларского и Курульгинского блоков Станового структурного шва, а также не установленные в регионе на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) комплексы активных континентальных окраин или энсиалических островных дуг в западном–северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чаро-Олекминского геоблока. Эрозия пород магматических дуг и континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуги, а последующие коллапс орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения обусловили накопление терригенных пород чинейской и кеменской серий. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита не установленного ранее палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.97 млрд лет.

Ключевые слова: детритовый циркон, геохронология, кодарская серия, удоканский комплекс, тектоническая эволюция, Алданский щит

DOI: 10.31857/S0869592X24050016 EDN: ALJLRV

ВВЕДЕНИЕ

Палеопротерозойские осадочные комплексы являются существенным компонентом докембрийской континентальной коры и служат источником информации о возрасте и составе источников сноса, этапах проявления магматических и метаморфических событий в питающих провинциях,

которые в настоящее время могут быть скрыты более молодыми перекрывающими комплексами или эродированы. Метатерригенные отложения удоканского комплекса западной части Алданского щита, которые выполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб и целый ряд более мелких грабен-синклиналей (Угуйская, Олдонгсинская, Нижнеханнинская и др.) (рис. 1), являются гипостратотипом нижнего протерозоя Восточной Сибири и Дальнего Востока и служат возрастным репером в региональной стратиграфической шкале

¹ Дополнительные материалы для этой статьи (ESM) доступны по DOI: 10.31857/S0869592X24050016

(Салоп, 1964; Федоровский, 1972; Государственная..., 2010). С выходами пород удоканского комплекса пространственно связаны Катугинское редкометалльное и Чинейское V–Ti–Fe и Cu–PGE месторождения, а осадочные породы чинейской и кеменской серий удоканского комплекса вмещают крупнейшее в мире месторождение медистых песчаников (Государственная..., 2010). Вместе с тем имеющиеся в настоящее время геологические, геохронологические и изотопные данные не позволяют однозначно решить вопрос о возрасте отдельных стратиграфических подразделений удоканского комплекса. Так, согласно легенде к Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная..., 2010), кодарская и чинейская серии удоканского комплекса относятся к раннему карелию (2500–2100 млн лет), а кеменская серия – к позднекарельскому (2100–1650 млн лет) вулканскому горизонту. Авторами настоящей статьи на основании геохронологических и Nd-изотопных данных установлено, что породы кодарской серии имеют возраст в интервале 2.3–2.1 млрд лет, а чинейской и кеменской серий – 1.90–1.87 млрд лет (Котов и др., 2018; Ковач и др., 2018). Также было показано, что максимальный возраст накопления терригенных пород кодарской серии Удоканской подзоны составляет около 2.08 млрд лет (Адамская и др., 2023), а кодарской серии Кодарской подзоны – 2.02 млрд лет (Ковач и др., 2024). Д.П. Гладкочуб с соавторами (Гладкочуб и др., 2020) на основании геологических и геохронологических данных (Котов и др., 2015, 2018;

Gladkochub et al., 2017; Ковач и др., 2018) предложили выделить породы кодарской серии из удоканского комплекса “в качестве самостоятельного метаморфического комплекса”.

В данной статье рассматриваются результаты геохимических и Nd-изотопных исследований терригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований детритового циркона из этих пород и на этой основе обсуждаются вопросы их возраста и источников.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОДАРО- УДОКАНСКОГО ПРОГИБА

Кодаро-Удоканский прогиб расположен в западной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и зоны его сочленения со Становым структурным швом, отделяющим Алданский щит от Джугджуро-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). В плане прогиб имеет коленообразную форму общей протяженностью около 300 км при ширине 60–70 км и разделяется внутренним Чарским поднятием на Кодарскую и Удоканскую подзоны (Федоровский, 1972). Карбонатно-терригенные отложения удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба имеют тектонические контакты с окружающими породами или залегают с несогласием на преимущественно

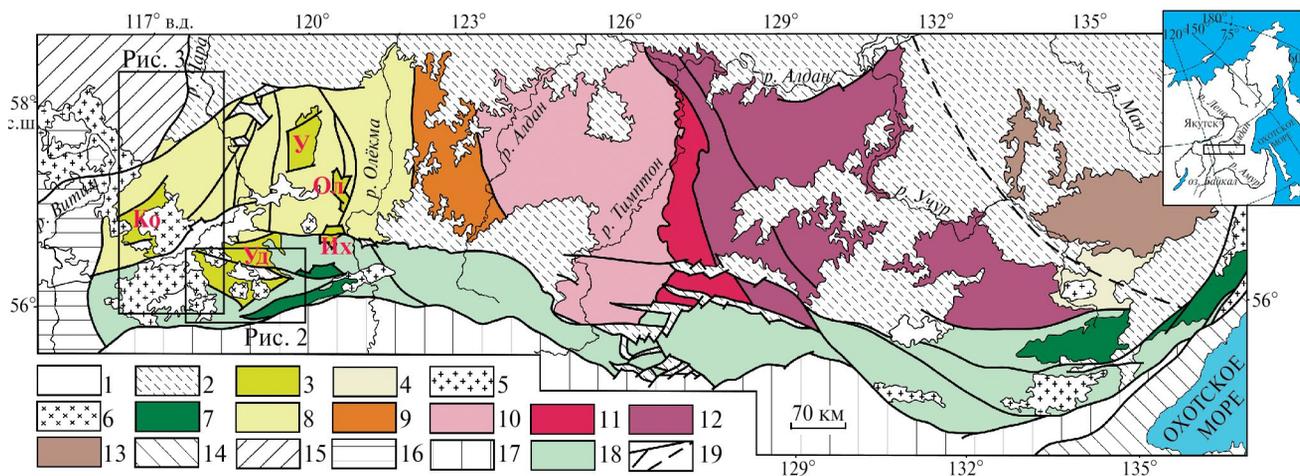


Рис. 1. Схема блокового строения Алданского щита и зоны его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские, палеозойские и верхнепротерозойские платформенные отложения; 3 – удоканский комплекс; 4 – вулканский комплекс; 5 – фанерозойские гранитоиды; 6 – гранитоиды кодарского комплекса; 7 – анортозиты; 8–13 – Алданский щит: 8 – Чаро-Олекминский геоблок, 9 – зона сочленения Чаро-Олекминского и Алданского геоблоков, 10 – Западно-Алданский мегаблок Алданского геоблока, 11 – зона сочленения Западно- и Восточно-Алданского мегаблоков Алданского геоблока, 12 – Восточно-Алданский (Учурский) мегаблок Алданского геоблока, 13 – Батомский геоблок; 14 – Монголо-Охотская складчатая область; 15 – Байкало-Патомская складчатая область; 16 – Байкало-Муйская складчатая область; 17 – Джугджуро-Становая складчатая область; 18 – зона сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области; 19 – разрывные нарушения. Ко – Кодарская подзона, Уд – Удоканская подзона Кодаро-Удоканского прогиба; У – Угуйский, Ол – Олдонгинский, Нх – Нижнеханский грабены.

мезоархейских тоналит-трондьемитовых ортогнейсах и гранитоидах олекминского комплекса, на породах зеленокаменных поясов субганского комплекса и мезо- неоархейских гранитоидах Чаро-Олекминского геоблока, а также на докембрийских породах Каларского и Курультинского блоков Станового структурного шва. Обзор имеющихся в настоящее время геохронологических и Nd-изотопных данных для пород этих комплексов приведен в работах (Котов, 2003; Котов и др., 2006; Donskaya, 2020; Kovach et al., 2023).

Метаосадочные породы удоканского комплекса традиционно подразделяются (снизу вверх) на кодарскую, чинейскую и кеменскую серии общей мощностью до 13 км, в которых выделяется различное количество свит (Салоп, 1964; Федоровский, 1972). Кодарская серия была впервые выделена Л.И. Салопом (1964) в ранге подсерии удоканской серии и подразделена на сыгыктинскую, ортурыхскую, боруряхскую, икабийскую и аянскую свиты (табл. 1). Позднее было показано, что сыгыктинская свита Кодарской подзоны является аналогом инырской, читкандинской и частично александровской свит чинейской (под)серии, а ортурыхская и боруряхская свиты хр. Кодар соответствуют различным частям разреза аянской и икабийской свит кодарской (под)серии (Федоровский, 1972). Тем не менее в легенде к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная..., 1998) сохраняется подразделение кодарской серии на ортурыхскую, боруряхскую, икабийскую и аянскую свиты. В последней редакции этой карты (Государственная...,

2010) в качестве нижних частей разреза удоканского комплекса рассматриваются породы ортурыхской, боруряхской и веселинской свит джялтуктинской серии, а к кодарской серии отнесены карбонатно-терригенные толщи икабийской, аянской и инырской свит (табл. 1). В настоящей статье, вслед за В.С. Федоровским (1972), используется термин “кодарская серия”, в строении которой выделяются икабийская и аянская свиты. Детальные описания разрезов кодарской серии приведены в (Салоп, 1964; Федоровский, 1972).

Икабийская свита сложена метаморфизованными кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, кварцитами, алевролитами, слюдистыми и слюдисто-графитовыми сланцами, линзами мраморов. В составе галек конгломератов обнаружены только кварц и кварциты. В зонах повышенного метаморфизма слюдистые сланцы содержат гранат, кордиерит, андалузит, силлиманит. Мощность икабийской свиты оценивается в 700–2400 м. Аянская свита мощностью 100–1100 м согласно залегает на икабийской свите. В ее строении принимают участие метаморфизованные тонко переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и линзами кварц-актинолит-карбонатных пород. В песчаниках и алевролитах отмечаются параллельная или волнистая слоистость, следы слабых размывов, знаки волновой ряби, текстуры подводных оползней. Характерно сокращение мощности кодарской серии в направлении от периферии Удоканской и Кодарской подзон к Чарскому поднятию. Породы серии

Таблица 1. Схема корреляции стратиграфических подразделений удоканского комплекса Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит

| Салоп, 1964 | | Федоровский, 1972 | | Государственная ..., 1998 | | Государственная ..., 2010 | | | | | | | |
|------------------|--------------|-------------------|-------------|---------------------------|-------------|---------------------------|------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|------------------|-----------------|
| под-серия | свита | под-серия | свита | серия | свита | се-рия | свита | | | | | | |
| удоканская серия | кемен-ская | удоканская серия | кемен-ская | удоканская надсерия | кемен-ская | кемен-ская | кемен-ская | | | | | | |
| | | | | | | | | намингинская | намингинская | намингинская | | | |
| | сакуканская | | сакуканская | | сакуканская | сакуканская | | | | | | | |
| | чинейская | | чинейская | | чинейская | чинейская | чинейская | чинейская | чинейская | чинейская | | | |
| | | | | | | | | | | | бутунская | бутунская | бутунская |
| | | | | | | | | | | | александровская | александров-ская | александровская |
| | | | | | | | | | | | читкандинская | читкандинская | читкандинская |
| | кодарская | | кодарская | | кодарская | кодарская | кодарская | кодарская | кодар-ская | кодар-ская | | | |
| | | | | | | | | | | | инырская | инырская | инырская |
| | | | | | | | | | | | аянская | аянская | аянская |
| икабийская | | икабийская | | икабийская | | | | | | | | | |
| боруряхская | | боруряхская | | веселинская | | | | | | | | | |
| ортурыхская | | ортурыхская | | боруряхская | | | | | | | | | |
| сыгыктинская | сыгыктинская | ортурыхская | | | | | | | | | | | |

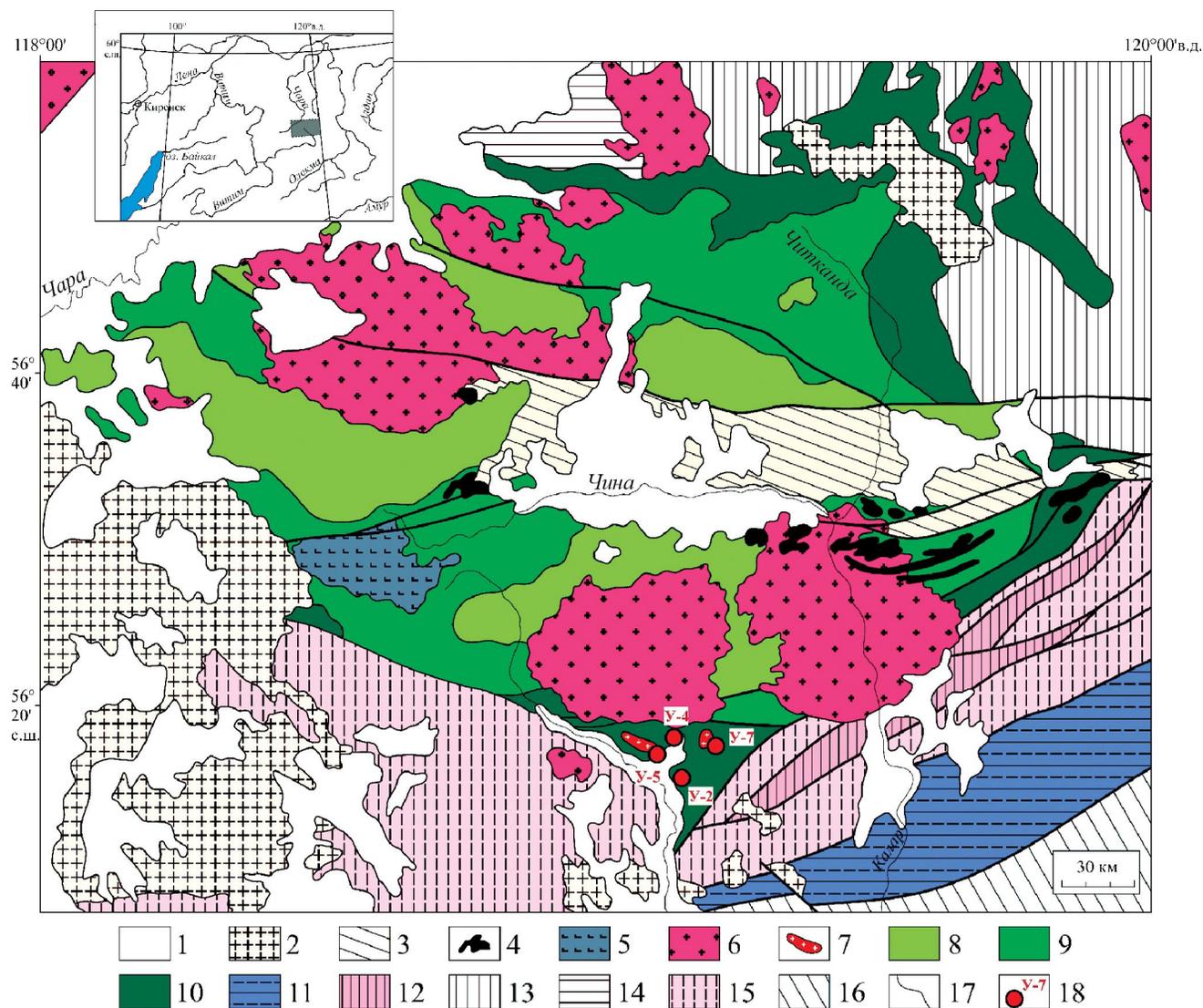


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба по (Подковыров и др., 2006).

1 – неоген-четвертичные осадочные породы и платобазальты; 2 – позднепалеозойские граниты, гранодиориты, граносиениты и монцитониты ингамакитского комплекса, нефелиновые сиениты, граносиениты и монцитониты ханинского комплекса; 3 – эдиакарские–юрские осадочные породы; 4 – палеопротерозойские габбро-диабазы, габбро и диабазовые порфириды дороского комплекса; 5 – палеопротерозойские расслоенные интрузии чинейского комплекса; 6 – палеопротерозойские граниты кодарского комплекса; 7 – палеопротерозойские редкометалльные граниты катугинского комплекса; 8–10 – карбонатно-терригенные породы удоканского комплекса: 8 – кеменская серия, 9 – чинейская серия, 10 – кодарская серия; 11 – анортозиты каларского комплекса; 12 – слабометаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи субганского комплекса; 13 – тоналит-трондьемитовые ортогнейсы олекминского комплекса; 14 – чарская толща (гранат-биотитовые и гранат-гиперстен-биотитовые (\pm силлиманит, \pm кордиерит) плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы, кварциты и магнетитовые кварциты); 15 – каларская толща (гранат-биотитовые (\pm силлиманит, \pm гиперстен) плагиогнейсы с прослоями и линзами двупироксеновых кристаллических сланцев, известково-силикатных пород, кварцитов и магнетитовых кварцитов); 16 – метаморфические и магматические комплексы Джуджуро-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса; 17 – разрывные нарушения; 18 – места отбора проб для U–Th–Pb геохронологических исследований.

метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до высокотемпературной амфиболитовой фации.

В южной части Удоканской подзоны (рис. 2) биотитовые плагиограниты с возрастом 2105 \pm

\pm 6 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS) прорывают осадочные породы, относимые к кодарской серии, и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (Котов и

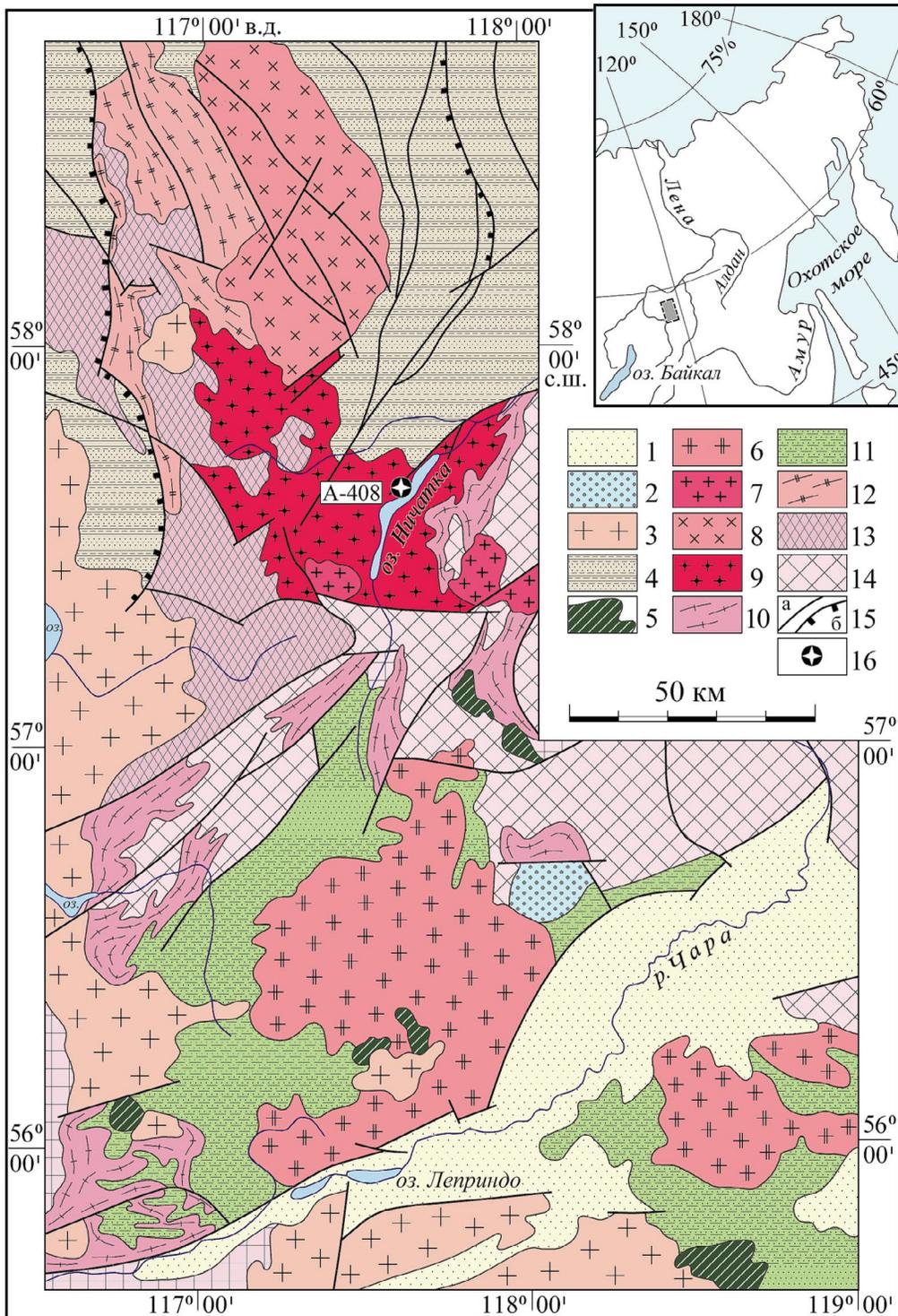


Рис. 3. Схема геологического строения зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Нечерского поднятия Байкальской складчатой области по (Ковач и др., 2024). Составлена Л.Б. Макарьевым.

1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения наложенных впадин; 3 – палеозойские граниты; 4 – неопротерозойские толщи патомской серии; 5–11 – палеопротерозойские породы: 5 – расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса, 6–10 – гранитоидные комплексы: 6 – кодарский, 7 – березовский, 8 – ченчинский, 9 – ничатский, 10 – куандинский, 11 – метасадочные породы кодарской серии удоканского комплекса; 12, 13 – раннедокембрийские нерасчлененные комплексы Нечерского поднятия: 12 – граниты, гнейсограниты, 13 – гнейсограниты, мигматиты, гранулиты и кристаллические сланцы; 14 – архейские тоналиты, гнейсограниты, чарнокиты, эндробиты и кристаллические сланцы Чаро-Олекминского геоблока; 15 – главные разломы (а) и надвиги (б); 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований.

др., 2018). Эти же породы прорваны щелочными редкометалльными гранитами катугинского комплекса с возрастом от 2066 ± 6 до 2055 ± 7 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015). В северо-западной части Кодарской подзоны, в зоне сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Нечерского поднятия Байкало-Патомского складчатого пояса (рис. 3), метатерригенные породы кодарской серии прорваны гранитами ничатского комплекса с возрастом 1908 ± 4 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2006), что определяет верхнюю границу формирования этой серии (Ковач и др., 2024). Породы всех стратиграфических подразделений удоканского комплекса прорваны гранитоидами кодарского комплекса (от 1876 ± 4 до 1859 ± 2 млн лет; U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2000, 2021) и габброидами Чинейского массива (1867 ± 3 млн лет; U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Попов и др., 2009), а также дайками долеритов дороского комплекса (1757 ± 4 млн лет; U–Pb метод по бадделейту, ID-TIMS; Gladkochub et al., 2022).

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические данные для детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов (метапесчаников), которые вмещают щелочные граниты катугинского комплекса, свидетельствуют о том, что возраст их протолитов находится в интервале 2.08–2.06 млрд лет (Адамская и др., 2023). В то же время максимальный возраст накопления протолитов биотитовых сланцев (метаалевролитов) кодарской серии Кодарской подзоны составляет 2.02 млрд лет (Ковач и др., 2024).

Для решения вопросов о максимальном возрасте накопления и источниках сноса пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба выполнены дополнительные U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические и Lu–Hf изотопные исследования детритового циркона, а также геохимические и Sm–Nd изотопно-геохимические исследования метатерригенных пород кодарской серии Удоканской и Кодарской подзон. Пробы биотитовых гнейсов У-02, У-04 и У-05 отобраны из береговых обнажений р. Катугин в южной части Удоканской подзоны (рис. 2). В этом районе породы кодарской серии испытали структурно-метаморфические преобразования в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Hf-изотопные исследования выполнены как для циркона из этих проб, так и для изученного ранее U–Th–Pb (LA-ICP-MS) методом детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов, вмещающих Катугинский массив (Адамская и др., 2023), а также для циркона из биотитовых сланцев (метаалевролитов) кодарской серии Кодарской подзоны (рис. 3; Ковач и др., 2024). Геохимические и Nd-изотопные исследования выполнены также для пород кодарской серии южной

(р. Катугин) и северной (верховья р. Читканда) частей Удоканской подзоны (рис. 2) и Кодарской подзоны (рис. 3) Кодаро-Удоканского прогиба.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение акцессорного циркона проводилось в ИГГД РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Изучение морфологических особенностей циркона осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции.

U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования циркона выполнены в ИГГД РАН с помощью системы лазерной абляции NWR-213 с камерой TwoVolumeTwo, совмещенной с ICP масс-спектрометром ELEMENT XR. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм, длительность измерения – 100 с (40 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровка производилась по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества аналитических данных использованы стандартные цирконы 91500 и Plešovice. Для стандартного циркона 91500 в ходе исследований получены средневзвешенные оценки возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1066 ± 6 млн лет (2σ , $n = 71$, СКВО = 0.35, вероятность = 1.000) и по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1067 ± 6 млн лет (2σ , $n = 71$, СКВО = 0.033, вероятность = 1.000). Для стандартного циркона Plešovice в ходе исследований получена средневзвешенная оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 337 ± 2 млн лет (2σ , $n = 70$, СКВО = 0.0111, вероятность = 1.000). Полученные для стандартных цирконов значения возраста хорошо совпадают с рекомендованными данными (91500: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 1066.01 ± 0.61 млн лет, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 1063.51 ± 0.39 млн лет; Plešovice: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – 337 ± 2 млн лет) (Horstwood et al., 2016). U–Th–Pb изотопные отношения рассчитаны в программе GLITTER 4.0 GEMOC (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный свинец вводились с помощью программы ComPb (Andersen, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018). Только конкордантные оценки возраста принимались во внимание при построении гистограмм, кривых относительной вероятности и расчете максимумов возрастов (Peak Ages) (Gehrels, 2012). Результаты исследований представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1).

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГГД РАН. Навески около 100 мг растерты в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO₃ при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокляром.

Редкоземельные элементы (РЗЭ) были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы Bio-Rad AG® 50W-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 5 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны “коровые” (двустадийные) Nd-модельные возрасты $t_{\text{Nd(C)}}$ (Keto, Jacobsen, 1987) для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ в архейской верхней коре (Taylor, McLennan, 1985).

Lu–Hf изотопные исследования циркона выполнены в Институте геологии Китайской академии геологических наук по методике (Wu et al., 2006) с использованием мультиколлекторного ICP-масс-спектрометра Thermo Finnigan Neptune и системы лазерной абляции Coherent GeoLas Pro UP-193. Диаметр пучка лазера составлял 40–50 мкм, длительность измерения около 30 с. Изотопные отношения $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu}$ (0.02658) и $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb}$ (0.796218) были использованы для коррекции изотопной интерференции ^{176}Lu и ^{176}Yb с ^{176}Hf (Chu et al., 2002). Измеренные отношения $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ нормализованы к отношению $^{172}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 1.35274$, а измеренные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ – к отношению $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$. Для контроля качества данных использовались стандарты циркона Plešovice, Temora и Qinghu. Для них в ходе исследований были получены средневзвешенные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282476 \pm 0.000008$ ($n = 5$), $0.282995 \pm \pm 5$ ($n = 10$) и 0.282685 ± 7 ($n = 7$) соответственно, которые находятся в хорошем соответствии с “паспортными” данными (Wu et al., 2006; Sláma et al., 2008; Li et al., 2013).

При расчете величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ и значений Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(DM)}}$ использованы константы распада $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{176}\text{Hf} = 1.867 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ (Söderlund et al., 2004), значения CHUR по (Bouvier et al., 2008) ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336$)

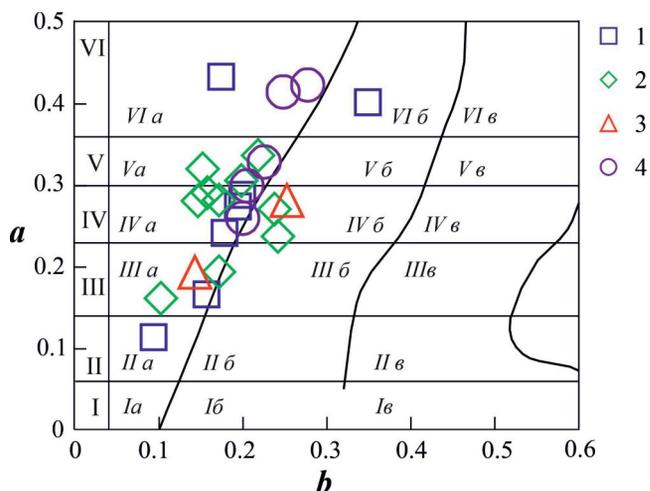


Рис. 4. Положение пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба на диаграмме *a–b* для осадочных пород по (Нееелов, 1980).

$a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (ат. кол.), $b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ (ат. кол.). Поля составов: I – мономиктовые (кварцевые) псаммитолиты: Ia – слабокарбонатистые (слабожелезистые), Ib – карбонатистые (железистые), Iв – карбонатные (высокожелезистые – джеспилиты); II – олигомиктовые псаммитолиты, силициты: IIa – слабокарбонатистые (слабожелезистые), IIб – карбонатистые (железистые), IIв – карбонатные, карбонатно-железистые; III – кислые туффиты, субсилициты: IIIa – аркозы, субаркозы, IIIб – граувакковые песчаники, карбонатистые и железистые полимиктовые песчаники, туффиты среднего и основного состава; IIIв – карбонатные и карбонатно-железистые; IV – олигомиктовые алевролиты, кислые туффиты: IVa – полимиктовые алевролиты, IVб – граувакковые алевролиты, пелит-алевролитовые аргиллиты, туффиты основного состава, глиноземистые граувакки, карбонатистые и железистые алевролиты, IVв – карбонатные алевролиты, глиноземистые псаммитолиты; Va – алевропелитовые аргиллиты, Vб – алевропелитовые аргиллиты карбонатистые, железистые, Vв – алевропелитовые аргиллиты карбонатные; VIa – пелитовые аргиллиты, VIб – пелитовые аргиллиты карбонатистые, железистые, VIв – пелитовые аргиллиты карбонатные. Условные обозначения: 1 – биотитовые сланцы и гнейсы северной части Удоканской подзоны; 2 – биотитовые гнейсы южной части Удоканской подзоны; 3 – амфибол-биотитовые гнейсы из ядра скважины Катугинского редкометалльного месторождения; 4 – биотитовые сланцы Кодарской подзоны.

и DM по (Griffin et al., 2000) ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$). Для расчета коровых (двустадийных) Hf-модельных возрастов $t_{\text{Hf(C)}}$ использовано среднекоровое отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0093$ (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin et al., 1999).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимическая характеристика

Принимая во внимание высокую степень метаморфизма пород кодарской серии, нами были рассчитаны значения дискриминатных функций

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в метатерригенных породах кодарской серии удоканского комплекса

| № п/п | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 |
|---------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|----------|----------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| № обр. | 267-5 | 267-9 | 268-10 | 268-12 | 422-3 | 446-2 | 446-4 | OB-15-07 | OB-15-12 | Y-02 | Y-03/1 | Y-03/2 | Y-04 | Y-05 | Y-08/1 | Y-08/2 | Уд-3 | Y-07/1 | Y-07/2 | A-400 | A-401 | A-408 | A-409 | A-413 |
| SiO ₂ | 81.43 | 56.87 | 68.50 | 74.84 | 54.69 | 65.33 | 63.60 | 63.52 | 61.31 | 67.32 | 63.91 | 66.78 | 67.29 | 71.50 | 63.91 | 65.39 | 78.50 | 70.54 | 61.05 | 65.66 | 59.59 | 62.39 | 55.73 | 53.97 |
| TiO ₂ | 0.12 | 0.80 | 0.73 | 0.43 | 0.82 | 0.71 | 0.98 | 0.65 | 0.63 | 0.59 | 0.75 | 0.43 | 0.15 | 0.59 | 0.84 | 0.75 | 0.41 | 1.22 | 1.24 | 0.61 | 0.80 | 0.66 | 0.66 | 0.77 |
| Al ₂ O ₃ | 7.88 | 20.92 | 14.08 | 10.57 | 18.68 | 15.21 | 15.57 | 16.52 | 17.53 | 13.59 | 14.72 | 16.01 | 16.05 | 11.79 | 17.39 | 16.16 | 10.80 | 11.61 | 14.59 | 14.46 | 16.60 | 15.85 | 19.60 | 19.38 |
| Fe ₂ O _{3т} | 4.31 | 6.59 | 5.23 | 5.21 | 8.16 | 6.65 | 6.95 | 6.92 | 6.09 | 5.23 | 7.17 | 4.70 | 4.43 | 6.72 | 6.18 | 6.54 | 2.99 | 6.34 | 8.20 | 6.55 | 7.76 | 6.76 | 7.78 | 9.05 |
| MnO | 0.03 | 0.04 | 0.09 | 0.11 | 0.79 | 0.08 | 0.12 | 0.11 | 0.15 | 0.21 | 0.23 | 0.22 | 0.08 | 0.11 | 0.10 | 0.08 | 0.08 | 0.02 | 0.11 | 0.17 | 0.10 | 0.16 | 0.11 | 0.10 |
| MgO | 1.23 | 3.11 | 3.55 | 2.49 | 4.60 | 3.76 | 3.59 | 2.86 | 2.24 | 1.75 | 4.00 | 2.40 | 1.30 | 2.34 | 2.38 | 2.24 | 0.73 | 1.35 | 2.73 | 2.76 | 3.81 | 3.48 | 3.94 | 4.95 |
| CaO | 0.47 | 0.55 | 1.09 | 1.50 | 6.62 | 0.71 | 0.86 | 1.86 | 4.45 | 6.86 | 2.34 | 2.69 | 2.98 | 1.39 | 0.63 | 0.89 | 2.50 | 1.61 | 4.45 | 2.35 | 1.54 | 1.42 | 2.64 | 1.94 |
| Na ₂ O | 2.95 | 2.36 | 1.48 | 1.85 | 0.86 | 1.68 | 1.60 | 2.24 | 2.73 | 0.20 | 2.24 | 3.63 | 3.96 | 1.30 | 1.82 | 2.13 | 1.68 | 3.46 | 4.02 | 1.77 | 2.86 | 3.72 | 3.53 | 3.64 |
| K ₂ O | 1.18 | 6.28 | 3.03 | 2.25 | 3.25 | 3.78 | 3.65 | 2.45 | 2.40 | 1.09 | 3.11 | 1.88 | 0.64 | 2.61 | 4.70 | 3.86 | 1.26 | 3.06 | 3.04 | 3.01 | 4.49 | 2.05 | 4.05 | 4.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.20 | 0.11 | 0.09 | 0.49 | 0.14 | 0.14 | 0.08 | 0.14 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | <0.05 | 0.06 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.14 | 0.17 | 0.10 | 0.13 | 0.15 | 0.09 | 0.08 |
| Ппп | 0.52 | 2.10 | 2.14 | 0.73 | 1.05 | 1.99 | 2.17 | 2.81 | 2.37 | 2.70 | 1.28 | 0.98 | 2.83 | 1.14 | 1.76 | 1.67 | 0.73 | 0.29 | 0.34 | 2.39 | 2.10 | 2.72 | 1.56 | 1.55 |
| Сумма | 100.17 | 99.82 | 100.03 | 100.07 | 100.01 | 100.04 | 99.23 | 100.02 | 100.02 | 99.63 | 99.84 | 99.78 | 99.70 | 99.55 | 99.81 | 99.80 | 99.80 | 99.63 | 99.93 | 99.83 | 99.79 | 99.36 | 99.69 | 99.71 |
| ClA | 53.3 | 64.4 | 65.1 | 56.6 | 53.3 | 65.6 | 66.1 | 63.2 | 53.9 | 49.5 | 56.8 | 55.5 | 56.0 | 61.4 | 65.7 | 63.7 | 55.9 | 49.7 | 45.1 | 58.4 | 57.6 | 59.6 | 56.8 | 58.0 |
| ClW | 58.3 | 81.8 | 76.7 | 65.1 | 59.2 | 79.6 | 79.4 | 70.3 | 58.6 | 51.7 | 65.3 | 59.8 | 57.4 | 72.0 | 81.3 | 76.3 | 60.1 | 57.9 | 50.2 | 67.2 | 69.3 | 65.0 | 65.1 | 67.3 |
| ClV | 1.30 | 0.94 | 1.07 | 1.30 | 1.30 | 1.14 | 1.13 | 1.03 | 1.06 | 1.16 | 1.33 | 0.98 | 0.84 | 1.27 | 0.95 | 1.02 | 0.89 | 1.47 | 1.62 | 1.18 | 1.28 | 1.14 | 1.15 | 1.27 |
| DF1 | -4.05 | 0.49 | -4.70 | -4.64 | -1.51 | -4.21 | -3.88 | -2.30 | 1.15 | -2.44 | -2.97 | 0.36 | 1.38 | -4.95 | -1.76 | -1.90 | -3.21 | -0.13 | 2.27 | -2.66 | -0.85 | -0.92 | 1.18 | 0.05 |
| DF2 | 0.62 | 0.11 | 1.16 | 0.76 | -0.03 | 0.91 | 1.22 | 0.85 | -0.08 | 1.26 | 0.25 | -0.31 | 0.17 | 1.23 | 0.73 | 0.66 | 1.01 | -0.23 | -1.38 | 0.86 | -0.02 | 0.36 | -0.71 | -0.72 |
| Sc | 2.7 | 14.2 | 15.6 | 7.12 | 16.1 | | 11.0 | 12.8 | 11.4 | 11.8 | 14.9 | 9.35 | 4.03 | 11.2 | 18.3 | 14.4 | | 11.4 | 12.6 | 13.3 | 15.0 | 11.9 | 14.5 | 16.5 |
| V | 21 | 98 | 100 | 47 | 117 | | 89 | 110 | 88 | 90 | 106 | 55 | 49 | 89 | 116 | 102 | 39 | 74 | 111 | 111 | 130 | 97 | 125 | 138 |
| Cr | 14.5 | 73 | 100 | 61 | 104 | | 90 | 98 | 91 | 83 | 101 | 64 | 24 | 81 | 108 | 105 | 51 | 37 | 25 | 98 | 136 | 104 | 132 | 137 |
| Co | 9.8 | 16.5 | 7.9 | 13.3 | 30 | | 14.6 | 14.0 | 15.6 | 11.2 | 19.9 | 9.2 | 17.3 | 15.0 | 10.9 | 8.8 | 8.0 | 15.1 | 19.4 | 11.6 | 21 | 16.7 | 17.8 | 21 |
| Ni | 19.80 | 33.3 | 17.20 | 25 | 41 | | 33 | 26 | 29 | 40 | 53 | 27 | 66 | 44 | 44 | 38 | 12.0 | 27 | 30 | 43 | 73 | 51 | 64 | 78 |
| Cu | 16.3 | 5.2 | 1.9 | 16.6 | 12.5 | | 10.8 | 12.4 | 71 | 60 | 67 | 63 | 68 | 42 | 45 | 80 | 32 | 43 | 38 | 66 | 66 | 68 | 41 | 64 |
| Zn | 46 | 78 | 100 | 86 | 115 | | 109 | 64 | 66 | 67 | 183 | 111 | 98 | 76 | 142 | 145 | 75 | 75 | 96 | 128 | 176 | 162 | 173 | 197 |
| Ga | 8.7 | 30 | 17.4 | 14.1 | 23 | | 18.4 | 19.0 | 18.4 | 15.4 | 18.3 | 15.5 | 18.4 | 14.5 | 24 | 21 | 10.1 | 17.6 | 26 | 20 | 23 | 19.3 | 21 | 23 |
| Rb | 62 | 197 | 95 | 89 | 173 | | 136 | 115 | 117 | 59 | 132 | 73 | 19 | 108 | 167 | 155 | 60 | 281 | 163 | 237 | 276 | 159 | 251 | 197 |
| Sr | 108 | 98 | 104 | 80 | 206 | | 93 | 87 | 229 | 64 | 263 | 334 | 81 | 82 | 111 | 155 | 211 | 90 | 160 | 251 | 192 | 103 | 246 | 198 |

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ПОРОД КОДАРСКОЙ СЕРИИ

Таблица 2. Окончание

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Y | 8.1 | 28 | 16.5 | 17.8 | 30 | 22 | 16.1 | 23 | 16.8 | 27 | 20 | 20 | 20 | 18.0 | 59 | 80 | 20 | 14.5 | 19.4 | 23 |
| Zr | 80 | 203 | 109 | 107 | 203 | 136 | 93 | 132 | 134 | 179 | 169 | 238 | 245 | 97 | 454 | 245 | 139 | 118 | 110 | 118 |
| Nb | 5.5 | 25 | 11.2 | 8.1 | 12.4 | 14.2 | 12.0 | 13.3 | 7.6 | 16.8 | 13.9 | 10.2 | 43 | 11.0 | 69 | 43 | 16.2 | 12.4 | 11.2 | 14.1 |
| Ba | 139 | 1880 | 704 | 428 | 931 | 695 | 360 | 311 | 79 | 589 | 650 | 410 | 448 | 800 | 454 | 448 | 1080 | 286 | 580 | 431 |
| La | 15.4 | 43 | 36 | 69 | 36 | 37 | 26.4 | 35 | 22.0 | 58 | 43 | 34 | 49 | 41 | 94 | 49 | 34 | 27.1 | 23.7 | 30.4 |
| Ce | 30.4 | 88 | 69 | 133 | 71 | 72 | 50 | 67 | 43 | 53 | 90 | 67 | 103 | 78 | 183 | 103 | 69 | 55 | 48 | 61 |
| Pr | 3.4 | 10.0 | 7.9 | 14.3 | 8.2 | 8.3 | 5.7 | 7.9 | 5.2 | 5.6 | 9.5 | 7.1 | 10.8 | 9.0 | 19.3 | 10.8 | 8.1 | 6.3 | 5.7 | 7.1 |
| Nd | 12.7 | 36 | 28.3 | 51 | 31.4 | 30.6 | 20.6 | 28.5 | 21.2 | 21.6 | 38 | 26.4 | 41 | 31.4 | 71 | 41 | 29.1 | 21.5 | 20.7 | 26.1 |
| Sm | 2.20 | 6.7 | 5.0 | 8.7 | 6.4 | 5.7 | 4.1 | 5.4 | 4.5 | 4.4 | 7.1 | 5.8 | 8.9 | 5.4 | 15.5 | 8.9 | 5.5 | 3.5 | 3.8 | 4.8 |
| Eu | 0.52 | 1.35 | 1.09 | 1.61 | 1.30 | 1.10 | 1.00 | 1.36 | 0.91 | 0.73 | 1.08 | 1.10 | 1.45 | 1.08 | 1.48 | 1.45 | 1.35 | 0.79 | 1.39 | 1.24 |
| Gd | 1.92 | 5.8 | 4.1 | 6.7 | 6.3 | 4.7 | 3.6 | 4.8 | 4.1 | 3.3 | 5.4 | 4.7 | 7.8 | 4.3 | 12.1 | 7.8 | 4.4 | 3.04 | 3.4 | 4.1 |
| Tb | 0.27 | 0.87 | 0.58 | 0.90 | 0.97 | 0.67 | 0.50 | 0.70 | 0.62 | 0.50 | 0.69 | 0.75 | 1.36 | 0.59 | 1.80 | 1.36 | 0.67 | 0.46 | 0.56 | 0.65 |
| Dy | 1.53 | 5.0 | 2.95 | 4.4 | 5.5 | 3.8 | 2.90 | 4.0 | 3.4 | 3.2 | 4.2 | 3.8 | 11.1 | 3.4 | 11.9 | 11.1 | 3.8 | 2.61 | 3.3 | 4.0 |
| Ho | 0.27 | 1.02 | 0.60 | 0.77 | 1.06 | 0.76 | 0.59 | 0.85 | 0.76 | 0.62 | 0.73 | 0.75 | 2.45 | 0.65 | 2.14 | 2.45 | 0.75 | 0.52 | 0.67 | 0.80 |
| Er | 0.77 | 2.92 | 1.69 | 2.00 | 2.55 | 2.08 | 1.53 | 2.27 | 2.27 | 1.96 | 2.31 | 1.77 | 10.5 | 1.86 | 7.3 | 10.5 | 2.25 | 1.58 | 2.00 | 2.41 |
| Tm | 0.10 | 0.40 | 0.23 | 0.26 | 0.37 | 0.31 | 0.21 | 0.35 | 0.30 | 0.30 | 0.34 | 0.27 | 2.11 | 0.26 | 0.93 | 2.11 | 0.34 | 0.24 | 0.30 | 0.36 |
| Yb | 0.78 | 2.61 | 1.65 | 1.72 | 2.36 | 2.11 | 1.56 | 2.38 | 1.83 | 1.70 | 2.32 | 2.22 | 16.5 | 1.80 | 6.1 | 16.5 | 2.33 | 1.80 | 1.95 | 2.57 |
| Lu | 0.12 | 0.38 | 0.25 | 0.24 | 0.36 | 0.31 | 0.23 | 0.38 | 0.23 | 0.23 | 0.40 | 0.30 | 2.22 | 0.27 | 0.78 | 2.22 | 0.35 | 0.28 | 0.30 | 0.38 |
| Hf | 2.3 | 5.7 | 3.3 | 3.0 | 5.6 | 4.1 | 2.9 | 3.9 | 3.6 | 3.7 | 4.8 | 5.6 | 6.6 | 2.9 | 11.7 | 6.6 | 4.3 | 3.6 | 3.5 | 3.7 |
| Ta | 0.46 | 2.5 | 1.19 | 0.79 | 1.54 | 1.43 | 1.34 | 1.37 | 0.81 | 0.69 | 0.92 | 0.75 | 2.1 | 0.88 | 3.9 | 2.1 | 1.23 | 0.95 | 0.81 | 1.09 |
| Pb | 10.3 | 10.6 | 20 | 18.2 | 23 | 18.7 | 9.2 | 11.7 | 11.3 | 14.6 | 30 | 35 | 26 | 6.1 | 15.0 | 26 | 15.5 | 7.7 | 12.3 | 13.8 |
| Th | 4.1 | 13.1 | 11.5 | 6.6 | 10.0 | 11.3 | 9.9 | 11.7 | 10.7 | 11.4 | 13.8 | 9.9 | 113 | 11.4 | 15.4 | 113 | 11.0 | 9.3 | 9.6 | 11.4 |
| U | 1.14 | 3.5 | 2.8 | 1.87 | 3.0 | 3.0 | 2.3 | 3.1 | 2.8 | 2.4 | 4.1 | 2.1 | 1.66 | 3.3 | 2.3 | 1.66 | 3.8 | 5.7 | 2.4 | 2.8 |
| La/Yb | 14.2 | 11.7 | 15.4 | 28.7 | 10.9 | 12.6 | 12.1 | 10.5 | 8.6 | 11.2 | 13.4 | 11.0 | 2.1 | 16.5 | 11.0 | 2.1 | 10.5 | 10.8 | 8.7 | 8.5 |
| La/Sm | 4.52 | 4.09 | 4.62 | 5.12 | 3.62 | 4.21 | 4.12 | 4.22 | 3.14 | 3.94 | 3.93 | 3.77 | 3.57 | 5.00 | 3.90 | 3.57 | 3.99 | 4.96 | 4.06 | 4.05 |
| Gd/Yb | 2.04 | 1.84 | 2.04 | 3.21 | 2.22 | 1.83 | 1.88 | 1.67 | 1.84 | 1.63 | 1.91 | 1.77 | 0.39 | 1.99 | 1.64 | 0.39 | 1.56 | 1.40 | 1.45 | 1.33 |
| Eu/Eu* | 0.77 | 0.66 | 0.74 | 0.65 | 0.62 | 0.65 | 0.80 | 0.82 | 0.65 | 0.58 | 0.53 | 0.64 | 0.53 | 0.69 | 0.33 | 0.53 | 0.84 | 0.74 | 1.19 | 0.85 |

Примечания. Образцы: 1–7 – биотитовые сланцы и гнейсы северной части Улоканской подзоны; 8–17 – биотитовые гнейсы южной из береговых обнажений р. Катугин южной части Улоканской подзоны; 18–19 – амфибол-биотитовые гнейсы южной части Улоканской подзоны, скважина С-8 (Катугинское редкометалльное месторождение); 20–24 – биотитовые сланцы Кодарской подзоны. Дискриминантные функции для определения первичной природы метаморфических пород DF1 (Shaw, 1972) и DF2 (Великославинский и др., 2013): DF1 = 10.44 – 0.21SiO₂ – 0.32Fe₂O₃ – 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na₂O + 0.54K₂O; DF2 = –0.23961SiO₂ – 0.16192TiO₂ – 0.24865Al₂O₃ – 0.27765FeO – 0.48052CaO – 0.78943Na₂O – 0.45639K₂O – 0.10084P₂O₅ + 26.64. Породы, имеющие первично-осадочное происхождение, характеризуются значениями функции DF1 меньше 0 и DF2 > 0.3, для пород первично-магматического происхождения DF1 > 1.9, DF2 < –0.8.

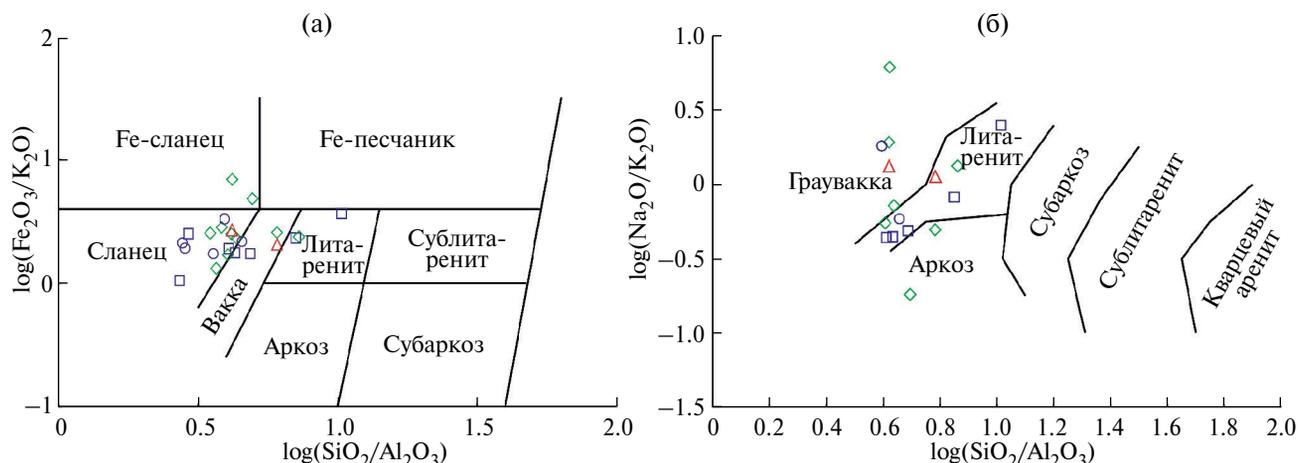


Рис. 5. Диаграммы (а) $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron et al., 1988), (б) $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Pettijohn et al., 1972) для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

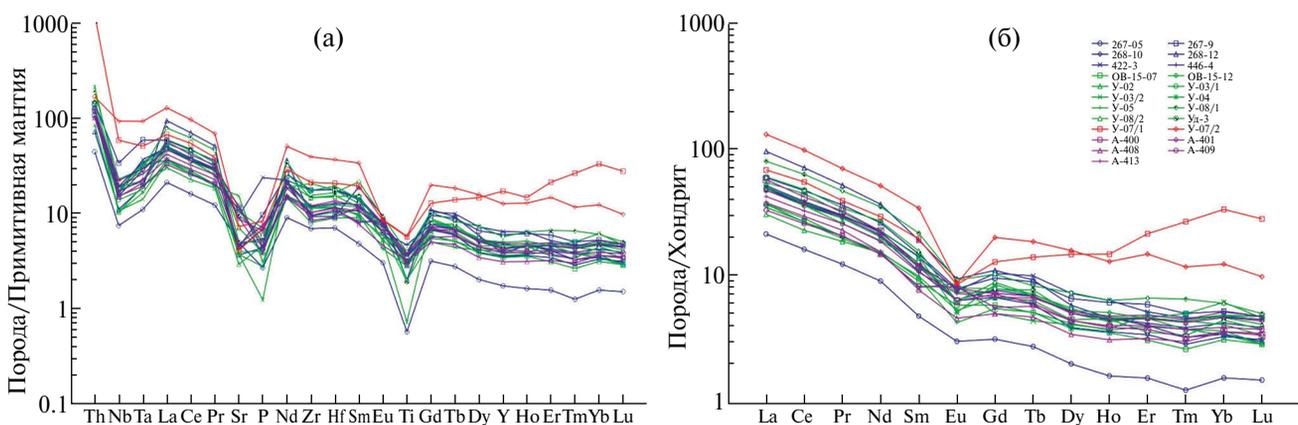


Рис. 6. Нормированное к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондриту (Taylor, McLennan, 1985) распределение редких (а), редкоземельных (б) элементов в метатерригенных породах кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

DF1 (Show, 1972) и DF2 (Великославинский и др., 2013) для определения первичной природы метаморфических пород. Как видно из табл. 2, значения DF1 и DF2 исследованных образцов, кроме пробы У-07/2, соответствуют величинам для первично-осадочных пород или области неопределенности составов магматических и осадочных пород. По химическому составу биотитовые (\pm амфибол) сланцы и гнейсы кодарской серии Удоканской и Кодарской подзон Кодаро-Удоканского прогиба соответствуют аркозам и субаркозам, полимиктовым и граувакковым алевролитам, алевропелитовым и пелитовым аргиллитам, а также олигомиктовым псаммитолитам по классификации А.Н. Нелова (1980) (рис. 4). На классификационной диаграмме $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) фигуративные точки составов изученных пород находятся преимущественно в полях сланцев, граувакк и литаренитов, а два образца — в поле

железистых сланцев (рис. 5а). По классификации (Pettijohn et al., 1972), метапесчаники и метаалевролиты кодарской серии соответствуют грауваккам, литаренитам и аркозам (рис. 5б).

Метатерригенные породы кодарской серии характеризуются преимущественно низкими и умеренными значениями химического индекса изменения (CIA; Nesbitt, Young, 1982) и химического индекса выветривания (CIW, Harnois, 1988) — 50–66 и 52–82 соответственно, высокими величинами индекса химической вариации (ICV; Cox et al., 1995) от 0.8 до 1.3 (табл. 2). Необходимо отметить, что породы северной и южной частей Удоканской подзоны, а также Кодарской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба не различаются между собой по петрохимическим характеристикам. Исключение составляют амфибол-биотитовые гнейсы (граувакковые алевролиты и аркозы), вмещающие редкометалльные граниты Катугинского массива

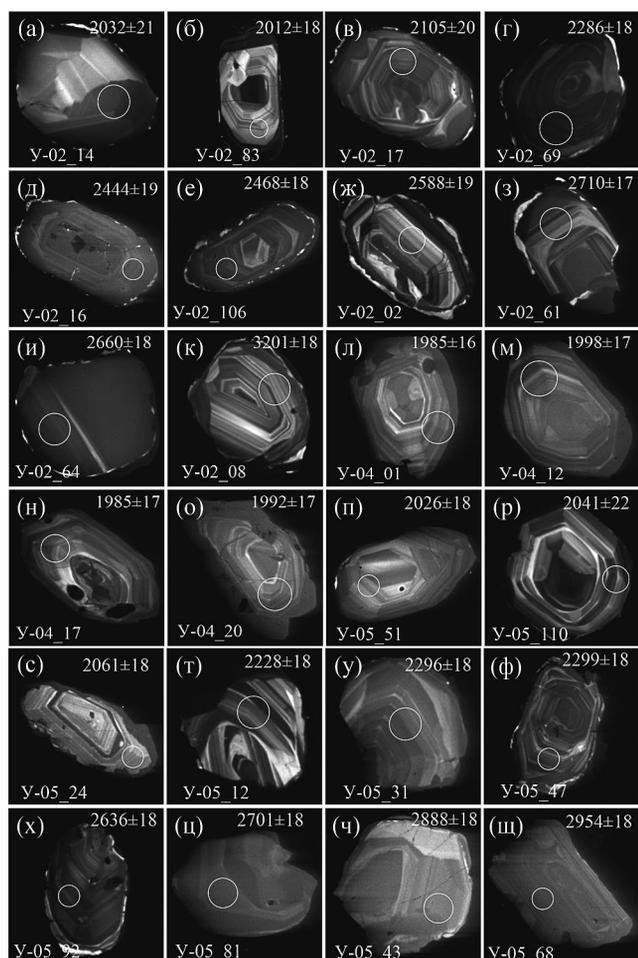


Рис. 7. Микрофотографии зерен циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме катодолуминесценции. Белым кругом показано место анализа. Диаметр круга равен 25 мкм. Указаны номер пробы и зерна (Y-02_14 и т.п.) и конкордантный возраст, млн лет (2032 ± 21 и т.п.).

и характеризующиеся наибольшим значением индекса $ICV = 1.47-1.62$ и минимальными значениями индексов $CIA = 45-50$ и $CIW = 50-58$.

Метатерригенные породы кодарской серии характеризуются умеренно фракционированным распределением редких элементов с отчетливыми отрицательными минимумами Nb-Ta, Sr-P и Ti, умеренно фракционированным распределением легких РЗЭ ($La_N/Yb_N = 7.3-16.5$ и 28.7) с обогащением легкими РЗЭ ($La_N/Sm_N = 3.1-5.1$) и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.0-3.2$), преимущественно отрицательными Eu-аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.5-0.8$ и $1.2-1.4$) (табл. 2, рис. 6). Однако амфибол-биотитовые гнейсы, вмещающие Катугинский массив, отличаются повышенными содержаниями Th, Nb, Ta, Zr, Hf и РЗЭ, что может быть связано с наложенными процессами, обусловленными внедрением щелочных редкометалльных гранитов.

Результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона

Результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из проб биотитовых гнейсов кодарской серии южной части Удоканской подзоны, отобранных из береговых обнажений р. Катугин (пробы Y-02, Y-04, Y-05), представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1) и на рис. 7, 8. Там же приведены аналитические данные для детритового циркона из амфибол-биотитовых гнейсов, отобранных из скважины, пересекающей Катугинский массив редкометалльных гранитов (проба Y-07/1), результаты изучения которого были рассмотрены ранее (Адамская и др., 2023).

Циркон, выделенный из биотитовых гнейсов, представлен зернами различной морфологии – от субидиоморфных кристаллов (рис. 7д, 7е, 7н, 7п, 7р) до округлых зерен (рис. 7и, 7х). Для большинства зерен циркона характерна тонкая и грубая осцилляторная зональность и присутствие расплавленных включений, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Для многих зерен циркона характерно наличие тонкой незональной оболочки с высокой и/или низкой люминесценцией (например, рис. 7б, 7е, 7и, 7с и др.) и присутствием флюидных включений. Образование этих оболочек, по всей видимости, было связано с наложенными метаморфическими процессами. Присутствие метаморфогенной оболочки затрудняет, а в ряде случаев делает невозможным оценку степени окатанности зерен детритового циркона.

Из пробы биотитового гнейса Y-02 было отобрано 151 зерно циркона и проанализировано 109 зерен в 110 точках. Для них было получено 87 конкордантных оценок возраста, которые находятся в интервалах 1987–2149, 2228–2329, 2372–2494, 2543–2602 и 2660–2774 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.04 ($n = 33$), 2.28 ($n = 7$), 2.38 ($n = 5$), 2.45 ($n = 7$), 2.59 ($n = 4$) и 2.71 ($n = 8$) млрд лет (табл. 3, рис. 8а). Единичные зерна циркона имеют конкордантные возрасты 1859, 2840–2849, 3005, 3086 и 3201 млн лет (табл. 3). Четыре проанализированные оболочки циркона имеют возраст по отношению $^{206}Pb/^{207}Pb$ от 1865 до 1934 млн лет, а одна – конкордантный возраст 2543 ± 18 млн лет (ESM_1).

Из пробы биотитового гнейса Y-04 проанализировано 59 зерен циркона, и для 35 из них получены конкордантные оценки возраста. Они находятся в интервале 1947–2006 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 1.99 млн лет ($n = 33$) (табл. 3, рис. 8б). Два зерна имеют конкордантные оценки возраста 1920 и 1921 млн лет. Необходимо отметить, что только для

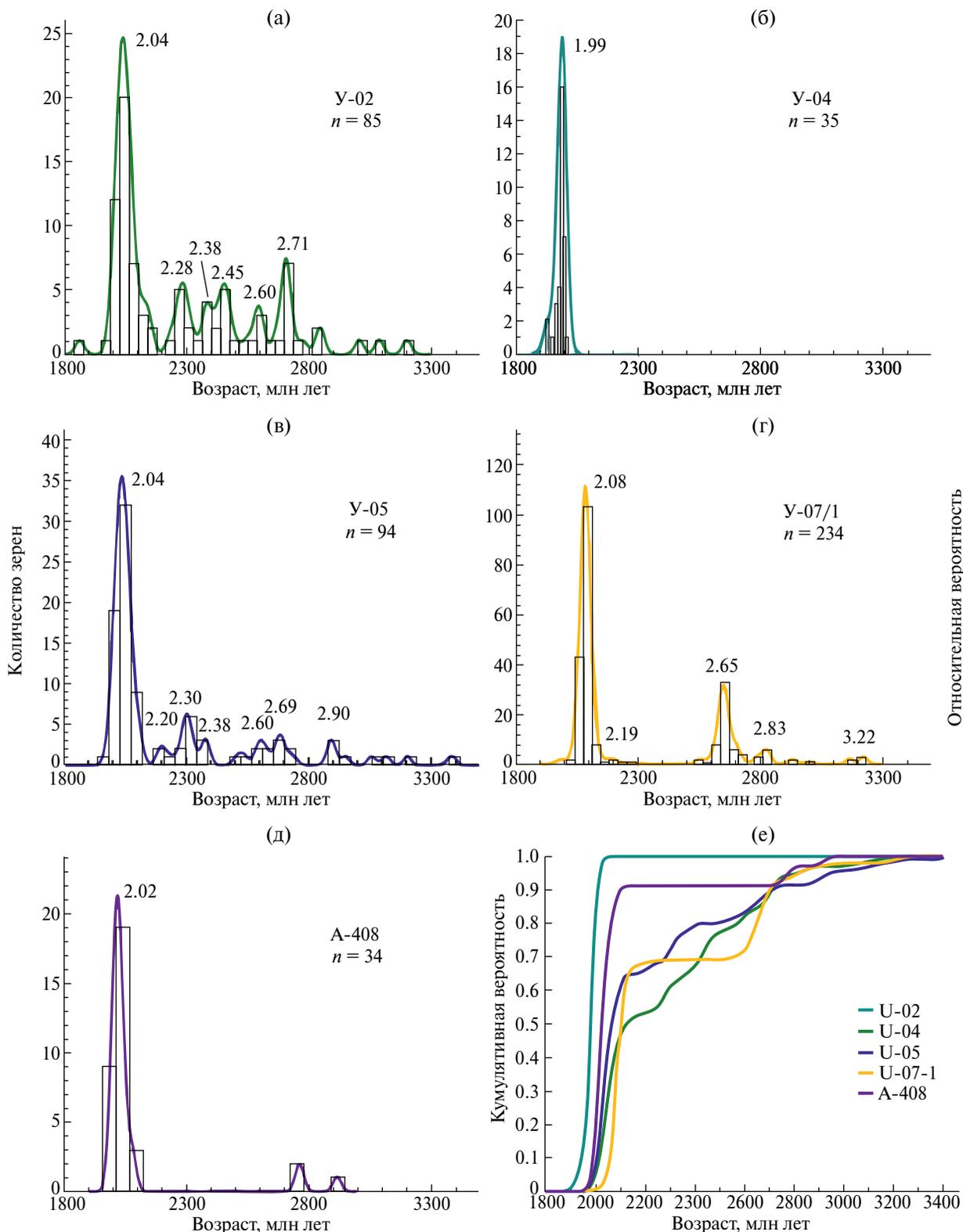


Рис. 8. Гистограмма и диаграмма относительной вероятности (а–д) и кумулятивная вероятность (е) возрастов для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Цифрами на кривых относительной вероятности показаны максимумы возраста (млрд лет), рассчитанные в программе (Peak Ages) (Gehrels, 2012). $n = 85$ – количество конкордантных оценок возраста.

Таблица 3. Результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба, Алданский щит

| № п/п | № обр. | Порода (протолит) | Интервал возрастов, млн лет | Максимум, млн лет* | Кол-во зерен** | |
|--------------------|--------------|--|--------------------------------|-----------------------|----------------|---|
| Удоканская подзона | | | | | | |
| 1 | У-02 | биотитовый гнейс (метаалевролит) | 1987–2149 | 2037 | 33 | |
| | | | 2228–2329 | 2281 | 7 | |
| | | | 2372–2494 | 2384 | 5 | |
| | | | | 2451 | 7 | |
| | | | 2543–2602 | 2592 | 4 | |
| | | | 2660–2774 | 2705 | 8 | |
| | | | 2840, 2849, 3005, 3086, 3201 | – | – | |
| 2 | У-04 | биотитовый гнейс (метаалевролит) | 1920, 1921 | – | – | |
| | | | 1947–2006 | 1986 | 32 | |
| 3 | У-05 | биотитовый гнейс (метапесчаник) | 1975–2110 | 2034 | 50 | |
| | | | 2194–2228 | 2198 | 3 | |
| | | | 2269–2380 | 2301 | 3 | |
| | | | | 2378 | 3 | |
| | | | 2509, 2538 | – | – | |
| | | | 2593–2738 | 2606 | 4 | |
| | | | | 2685 | 4 | |
| 4 | У-07/1 | амфибол-биотитовый гнейс (метапесчаник) | 2888–2954 | 2897 | 3 | |
| | | | 3063, 3122, 3210, 3394 | – | – | |
| | | | 1971–2263 | 2084 | 142 | |
| | | | | 2186 | 3 | |
| | | | 2551–2740 | 2650 | 42 | |
| | 2787–2839 | 2825 | 7 | | | |
| | 3167–3226 | 3225 | 3 | | | |
| Кодарская подзона | | | | | | |
| 5 | А-408 | биотитовый сланец (метаалевролит) | 1990–2082 | 2017 | 28 | |
| | | | 2758, 2770, 2918 | – | – | |
| Кодарская серия | | | | | | |
| 6 | Все пробы | | 1920–2954 | 2080 | 200 | |
| | | | | 2196 | 7 | |
| | | | | 2294 | 15 | |
| | | | | 2381 | 7 | |
| | | | | 2452 | 7 | |
| | | | | 2551 | 6 | |
| | | | | 2651 | 50 | |
| | | | | 2828 | 8 | |
| | | | | 2902 | 4 | |
| | | | | 2930 | 5 | |
| | | | | 3002–3086 | – | – |
| | | | | 3122–3226 | 3171 | 3 |
| | | | | | 3219 | 5 |
| | 3394 | – | – | | | |

Таблица 3. Окончание

| № п/п | № обр. | Порода (протолит) | Интервал возрастов, млн лет | Максимум, млн лет* | Кол-во зерен** |
|-------|------------------------|-------------------|-----------------------------|--------------------|----------------|
| 7 | Все кроме У-07/1 | | 1920-2149 | 2022 | 115 |
| | | | 2194-2774 | 2295 | 14 |
| | | | | 2381 | 7 |
| | | | | 2452 | 7 |
| | | | | 2535 | 3 |
| | | | | 2598 | 7 |
| | | | | 2700 | 12 |
| | 2840-2954 | 2901 | 4 | | |
| | 3005-3394 | - | - | | |

* Максимум – максимум возраста на кривой плотности вероятности возрастов, рассчитанный в программе AgePick (Gehrels, 2012). ** Количество зерен – количество анализов, которые дают вклад в вероятность максимума возраста. Данные для пробы У-07/1 по (Адамская и др., 2023). Данные для пробы А-408 по (Ковач и др., 2023).

одного зерна циркона из этой пробы биотитовых гнейсов получена оценка возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 3211 ± 27 млн лет (дискордантность $D = 59.2$; ESM_1), тогда как остальные

дискордантные оценки возраста находятся в интервале от 1989 до 2043 млн лет.

Из пробы биотитового гнейса У-05 было отобрано 146 и проанализировано 117 зерен циркона. Получено 94 конкордантные оценки возраста, которые находятся в интервалах 1975–2110, 2194–2228, 2269–2380, 2593–2738 и 2888–2954 млрд лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 2.03 ($n = 50$), 2.20 ($n = 3$), 2.30 ($n = 3$), 2.38 ($n = 3$), 2.61 ($n = 4$), 2.69 ($n = 4$) и 2.90 ($n = 3$) млрд лет (табл. 3, рис. 8в). Отдельные зерна циркона имеют конкордантные оценки возраста 2509, 2538, 3063, 3122, 3210 и 3394 млн лет.

Ранее (Адамская и др., 2023) для циркона из амфибол-биотитового гнейса (проба У-07/1), вмещающего Катугинский массив, получено 235 конкордантных оценок возраста в интервалах 1971–2139, 2174–2263, 2519–2740, 2787–2839, 3167–3226 млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 2.08 ($n = 142$), 2.19 ($n = 3$), 2.65 ($n = 42$), 2.83 ($n = 7$) и 3.23 ($n = 3$) млрд лет (табл. 3, рис. 8г). Также для циркона из биотитовых гнейсов кодарской серии Кодарской подзоны (проба А-408) получены конкордантные оценки возраста в интервале 1990–2047 млн лет с максимумом на кривой относительной вероятности возрастов около 2.02 млрд лет ($n = 28$) (табл. 3, рис. 8д) (Ковач и др., 2024).

Lu–Hf изотопная систематика

Результаты Lu–Hf (LA-MC-ICP-MS) изотопных исследований детритового циркона из проб биотитовых гнейсов кодарской серии южной части Удоканской подзоны, отобранных из береговых обнажений р. Катугин (пробы У-02, У-05), и амфибол-биотитовых гнейсов из обрамления Катугинского массива (проба У-07/1),

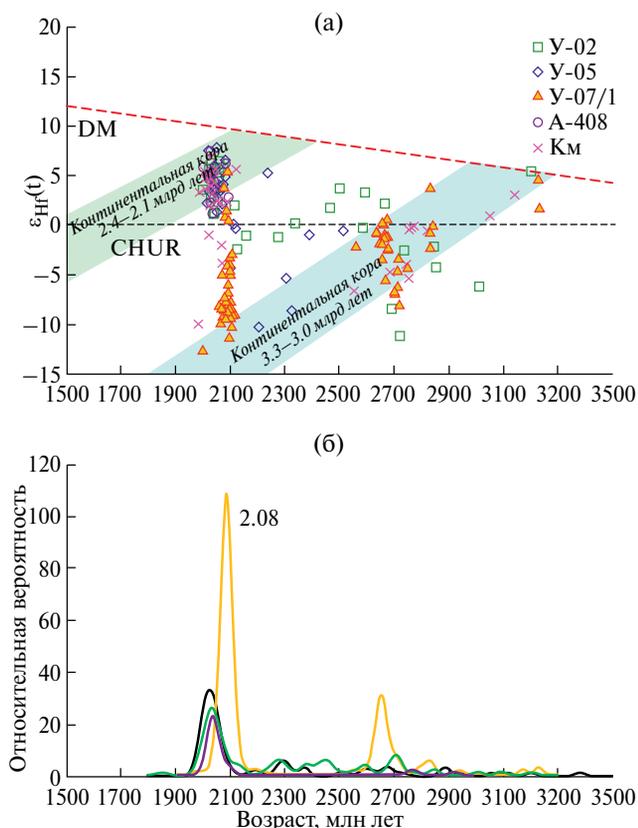


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ –возраст (а) и диаграмма относительной вероятности возрастов (б) для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Км – детритовый циркон из метатерригенных пород кеменской серии (Kovach et al., 2023).

Таблица 4. Sm–Nd изотопные данные для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро–Удоканского прогиба, Алданский шит

| № обр. | Sm, мкг/г | Nd, мкг/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $t_{\text{Nd(DM)}}$, млн лет | $t_{\text{Nd(C)}}$, млн лет |
|-------------------------------------|-----------|-----------|-----------------------------------|--|---------------------------|---------------------------|----------------------------------|---------------------------------|
| Удоканская подзона, северная часть* | | | | | | | | |
| 267-9 | 6.23 | 33.9 | 0.1113 | 0.511303 ± 10 | –26.0 | –5.3 | 2741 | 2820 |
| 268-10 | 5.39 | 31.0 | 0.1050 | 0.511395 ± 5 | –24.3 | –2.0 | 2459 | 2548 |
| 268-12 | 11.24 | 68.1 | 0.0998 | 0.511435 ± 6 | –23.5 | 0.1 | 2293 | 2377 |
| 422-3 | 6.05 | 32.4 | 0.1129 | 0.511602 ± 10 | –20.2 | 0.2 | 2339 | 2372 |
| 446-2 | 5.62 | 30.9 | 0.1101 | 0.511466 ± 8 | –22.9 | –1.8 | 2475 | 2536 |
| Удоканская подзона, южная часть | | | | | | | | |
| ОВ-15-07 | 4.21 | 23.0 | 0.1108 | 0.511278 ± 2 | –26.5 | –5.7 | 2766 | 2851 |
| ОВ-15-12 | 6.17 | 33.5 | 0.1113 | 0.511486 ± 3 | –22.5 | –1.7 | 2474 | 2527 |
| У-02 | 4.52 | 21.2 | 0.1288 | 0.511707 ± 4 | –18.2 | –1.7 | 2587 | 2523 |
| У-03/1 | 4.43 | 24.7 | 0.1084 | 0.511461 ± 4 | –23.0 | –1.5 | 2442 | 2509 |
| У-03/2 | 3.35 | 18.64 | 0.1085 | 0.511456 ± 2 | –23.1 | –1.6 | 2451 | 2519 |
| У-04 | 5.05 | 29.1 | 0.1050 | 0.511483 ± 3 | –22.5 | –0.2 | 2335 | 2405 |
| У-05 | 3.85 | 21.4 | 0.1085 | 0.511276 ± 3 | –26.6 | –5.1 | 2709 | 2808 |
| У-07/1 | 7.10 | 36.8 | 0.1167 | 0.511379 ± 3 | –24.6 | –5.1 | 2775 | 2806 |
| У-07/2 | 12.38 | 67.7 | 0.1105 | 0.511432 ± 3 | –23.5 | –2.6 | 2534 | 2598 |
| У-08/1 | 8.33 | 50.3 | 0.1001 | 0.511370 ± 3 | –24.7 | –1.2 | 2384 | 2487 |
| Кодарская подзона | | | | | | | | |
| А-400 | 5.12 | 31.0 | 0.0999 | 0.511288 ± 4 | –26.3 | –2.8 | 2491 | 2617 |
| А-401 | 4.94 | 27.1 | 0.1099 | 0.511506 ± 4 | –22.1 | –1.0 | 2412 | 2467 |
| А-408 | 3.34 | 20.2 | 0.1002 | 0.511521 ± 4 | –21.8 | 1.7 | 2187 | 2247 |
| А-409 | 4.16 | 22.6 | 0.1113 | 0.511482 ± 4 | –22.5 | –1.8 | 2480 | 2533 |

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и значения коровых (двустадийных) Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(C)}}$ рассчитаны на возраст 1900 млн лет. * Анализы из работы (Подковыров и др., 2006).

а также из биотитовых сланцев кодарской серии Кодарской подзоны (проба А-408) представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_2) и на рис. 9.

Циркон с возрастом около 2.07–1.99 млрд лет из проб биотитовых гнейсов Удоканской подзоны, а также из пробы биотитовых сланцев Кодарской подзоны характеризуется положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.2 до +7.6 и палеопротерозойскими коровыми Hf-модельными возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5$ –2.1 млрд лет (рис. 9). Циркон с возрастом 2.11–1.99 млрд лет из амфибол-биотитовых гнейсов обрамления Катугинского массива обладает преимущественно отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –11.9 до –2.6 и архейскими Hf-коровыми модельными возрастaми в интервале 3.1–2.7 млрд лет. Только 5 из 40 зерен циркона из этой пробы имеют положительные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +0.6 до +5.5 и палеопротерозойские значения $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5$ –2.3 млрд лет.

Детритовый циркон других возрастных групп характеризуется широкими вариациями величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ и Hf-коровых модельных возрастов: палеопротерозойский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –9.7 до +5.2, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.0$ –2.4 млрд лет; неоархейский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –10.5 до +4.8, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.6$ –2.8 млрд лет; мезоархейский циркон – $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –5.8 до +5.4, $t_{\text{Hf(C)}} = 3.6$ –3.0 млрд лет (рис. 9, ESM_2).

Sm–Nd изотопная систематика

Полученные и опубликованные ранее (Подковыров и др., 2006) Sm–Nd изотопные данные для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро–Удоканского прогиба представлены в табл. 4. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в изученных метапесчаниках, метаалевролитах и метааргиллитах рассчитаны на возраст 1900 млн лет, отвечающий верхней возрастной границе накопления пород кодарской серии Кодарской подзоны (Ковач и др., 2024).

Биотитовые гнейсы и сланцы северной части Удоканской подзоны характеризуются преимущественно слабо отрицательными и положительными величинами $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -2.0 до $+0.2$ и палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 2.5-2.3$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.4-2.3$ млрд лет). Один образец биотитового сланца отличается умеренно отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(1.9) = -5.3$ и неархейским Nd-модельным возрастом 2.7 млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.8$ млрд лет). Аналогичные вариации величин $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -5.7 до -0.2 и значений $t_{Nd(DM)} = 2.8-2.3$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.9-2.4$ млрд лет) установлены для биотитовых гнейсов и сланцев южной части Удоканской подзоны. Биотитовые сланцы Кодарской подзоны имеют величины $\epsilon_{Nd}(1.9)$ от -2.8 до $+1.7$ и значения $t_{Nd(DM)} = 2.5-2.2$ млрд лет ($t_{Nd(C)} = 2.6-2.2$ млрд лет).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст кодарской серии удоканского комплекса

Наиболее молодые максимумы возраста для детритового циркона из метатерригенных пород кодарской серии составляют 1.99 , 2.03 и 2.04 млрд лет для проб металевролитов и метапесчаников южной части Удоканской подзоны, 2.08 млрд лет для пробы метапесчаников, вмещающих Катугинский массив редкометалльных гранитов, 2.02 млрд лет для металевролита кодарской серии Кодарской подзоны (рис. 8; табл. 3). Расчет максимумов возрастов для всей совокупности данных показал, что вследствие относительно больших погрешностей метода LA-ICP-MS полученные оценки возрастов перекрываются между собой и дают самый молодой максимум возраста 2.08 млрд лет ($n = 200$) (табл. 3). При этом наиболее значительный вклад в оценку возраста вносят данные для пробы У-07/1, для которой получено 234 конкордантные оценки возраста. Кроме того, только для циркона из указанной пробы получена статистически значимая оценка возраста около 2.65 млрд лет ($n = 42$), не установленная в других изученных образцах. Исключение этой пробы из расчетов дает наиболее молодой максимум возраста 2.02 млрд лет ($n = 115$) (табл. 3). Сравнение возрастов циркона отдельных проб в программе K-S test (Gehrel, 2012) показало, что только пробы У-02 и У-05 сопоставимы между собой (вероятность (P) того, что два образца относятся к одной и той же популяции, составляет 0.248), тогда как остальные пробы значительно различаются. Исключение из расчета возрастов древнее 2100 млн лет свидетельствует о высоком сходстве между собой циркона из проб У-02 и У-05 ($P = 1.000$), У-02 и А-408 ($P = 0.254$), а также У-05 и А-408 ($P = 0.428$) и существенном отличии

возрастов циркона из проб У-04 и У-07/1. Таким образом, есть все основания предполагать, что циркон палеопротерозойского ($2.04-2.02$ млрд лет) возраста поступал в отложения кодарской серии из сходных по возрасту источников как в Удоканской, так и в Кодарской подзонах Кодаро-Удоканского прогиба.

Амфибол-биотитовые гнейсы из обрамления Катугинского массива отличаются присутствием детритового циркона с возрастом 2.65 и 2.82 млрд лет, не установленного в других биотитовых гнейсах и сланцах кодарской серии (табл. 3), а также по Hf-изотопному составу детритового циркона палеопротерозойского возраста (рис. 9). В этих гнейсах преобладает циркон с отрицательными величинами $\epsilon_{Hf}(t)$ от -11.9 до -2.6 и архейскими Hf-коровыми модельными возрастными $t_{Hf(C)} = 3.1-2.7$ млрд лет. Лишь единичные зерна циркона из этой пробы имеют положительные величины $\epsilon_{Hf}(t)$ от $+0.6$ до $+5.5$ и палеопротерозойские значения модельных возрастов в интервале $2.5-2.3$ млрд лет, сопоставимые с Hf-изотопными характеристиками палеопротерозойского циркона из биотитовых гнейсов и сланцев кодарской серии ($\epsilon_{Hf}(t)$ от $+1.2$ до $+7.6$, $t_{Hf(C)} = 2.5-2.1$ млрд лет).

Амфибол-биотитовые гнейсы вмещают щелочные граниты катугинского комплекса (от 2055 ± 7 до 2066 ± 6 млн лет; U-Pb ID-TIMS; Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015), что позволяет оценить возраст протолитов этих гнейсов в интервале $2.08-2.05$ млрд лет (Адамская и др., 2023). Также в обрамлении Катугинского массива установлены биотитовые плагиограниты с возрастом 2105 ± 6 млн лет (U-Pb метод по циркону, ID-TIMS), которые прорывают породы кодарской серии и совместно с ними подвергаются структурно-метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации (Котов и др., 2018). Все вышесказанное, наряду с анорогенной природой гранитов катугинского комплекса (Gladkochub et al., 2017), свидетельствует о “внекодарской” природе вмещающих Катугинское редкометалльное месторождение метатерригенных пород и их нахождении в аллохтонном залегании. Необходимо отметить, что южная часть Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба находится в зоне сочленения Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Каларского блока Станового структурного шва (рис. 1). По данным (Государственная..., 2010), здесь присутствуют тектонические пластины динамометаморфических образований плагиогнейсового, амфиболитового и кварцито-сланцевого комплексов. Породы последнего обычно сопоставляются с низами разреза удоканского комплекса. Не исключено, что в южной части Удоканской подзоны произошло совмещение тектонических пластин различного возраста, относящихся как

к кодарской серии удоканского комплекса, так и к метаморфическим комплексам Станового структурного шва.

Возраст 1.99 млрд лет, отвечающий максимуму на кривой относительной вероятности для пробы биотитового гнейса У-04, также статистически значимо отличается от других наиболее молодых максимумов возрастов. В настоящее время нельзя с уверенностью утверждать, что опробованные коренные выходы биотитовых сланцев представляют собой отдельную тектоническую пластину, сложенную более молодыми породами. Таким образом, в качестве максимального возраста накопления протолитов терригенных пород кодарской серии мы принимаем возраст около 2.02–1.99 млрд лет.

Метатерригенные породы кодарской серии Кодарской подзоны прорваны гранитами ничатского комплекса и содержатся в них в виде ксенолитов и

привесов кровли (Государственная..., 1998, 2010). Следовательно, возраст гранитоидов ничатского комплекса 1908 ± 5 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID-TIMS; Ларин и др., 2006) определяет верхнюю возрастную границу формирования пород кодарской серии. Отсюда следует, что возраст кодарской серии (или, по крайней мере, нижних ее частей) Кодаро-Удоканского прогиба находится в интервале 1.99–1.91 млрд лет. Накопление терригенных пород кодарской серии отделено этапом деформации и метаморфизма амфиболитовой фации от накопления пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса 1.90–1.87 млрд лет назад (Ковач и др., 2018, 2024; Kovach et al., 2023). Полученные геохронологические данные позволяют поставить вопрос о выделении кодарской серии или, по крайней мере, нижних частей ее разреза в самостоятельный комплекс.

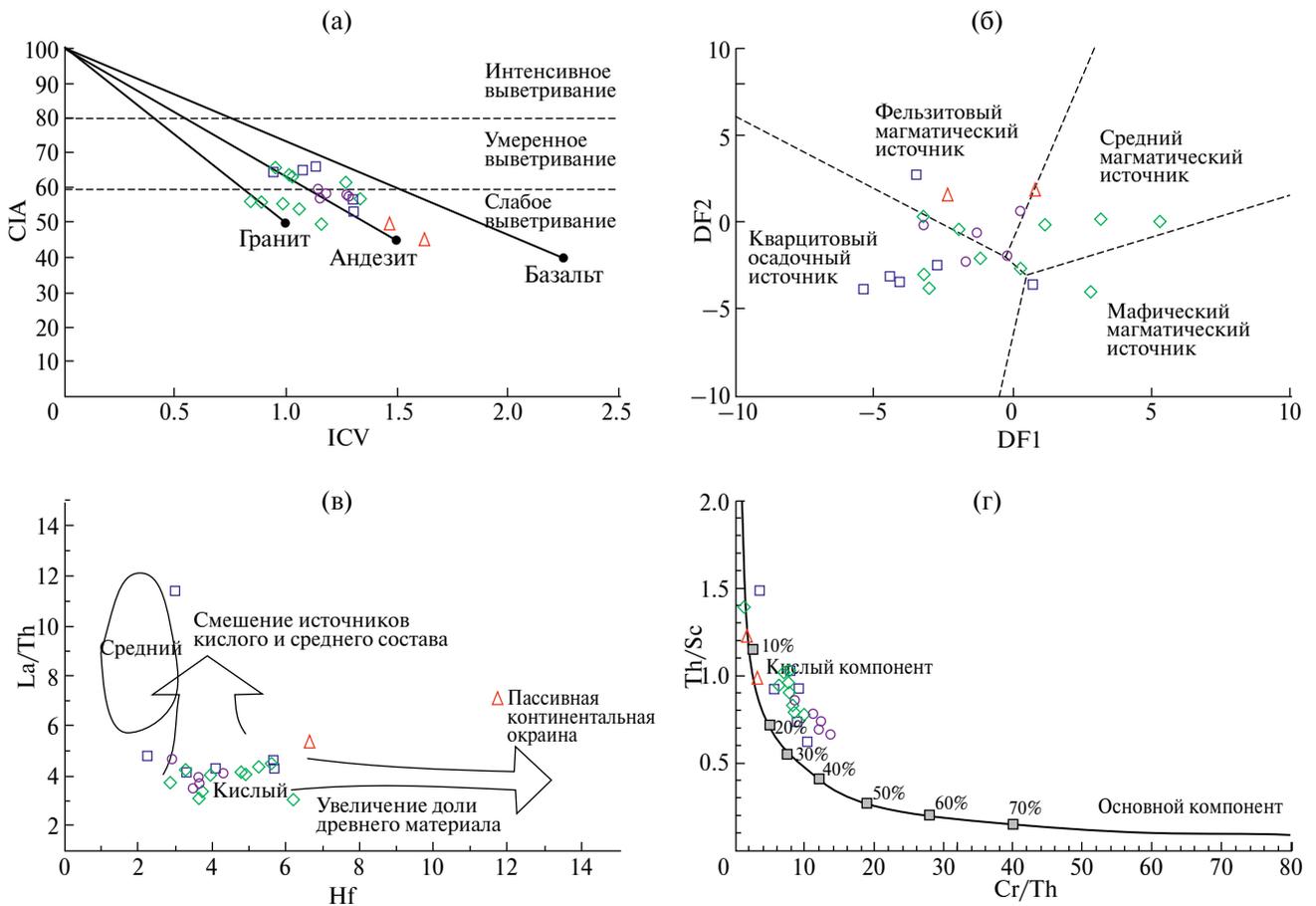


Рис. 10. Диаграммы (а) CIA–ICV (Cox et al., 1995), (б) DF2–DF1 (Roser, Korsch, 1988), (в) La/Th–Hf и (г) Th/Sc–Cr/Th (Floyd, Leveridge, 1987) для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба.

(а): CIA – химический индекс изменения (Nesbitt, Young, 1982). $CIA = n(Al_2O_3) / (n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O)) \times 100$, где $CaO^* = n(CaO) - 10 \times n(P_2O_5) / 3$ – количество CaO в силикатной фракции породы (McLennan, 1993). ICV – индекс изменчивости состава (Cox et al., 1995). $ICV = (n(Fe_2O_3) + n(K_2O) + n(Na_2O) + n(CaO^*) + n(MgO) + n(MnO) + n(TiO_2)) / n(Al_2O_3)$.

(б): $F1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$. Условные обозначения см. на рис. 4.

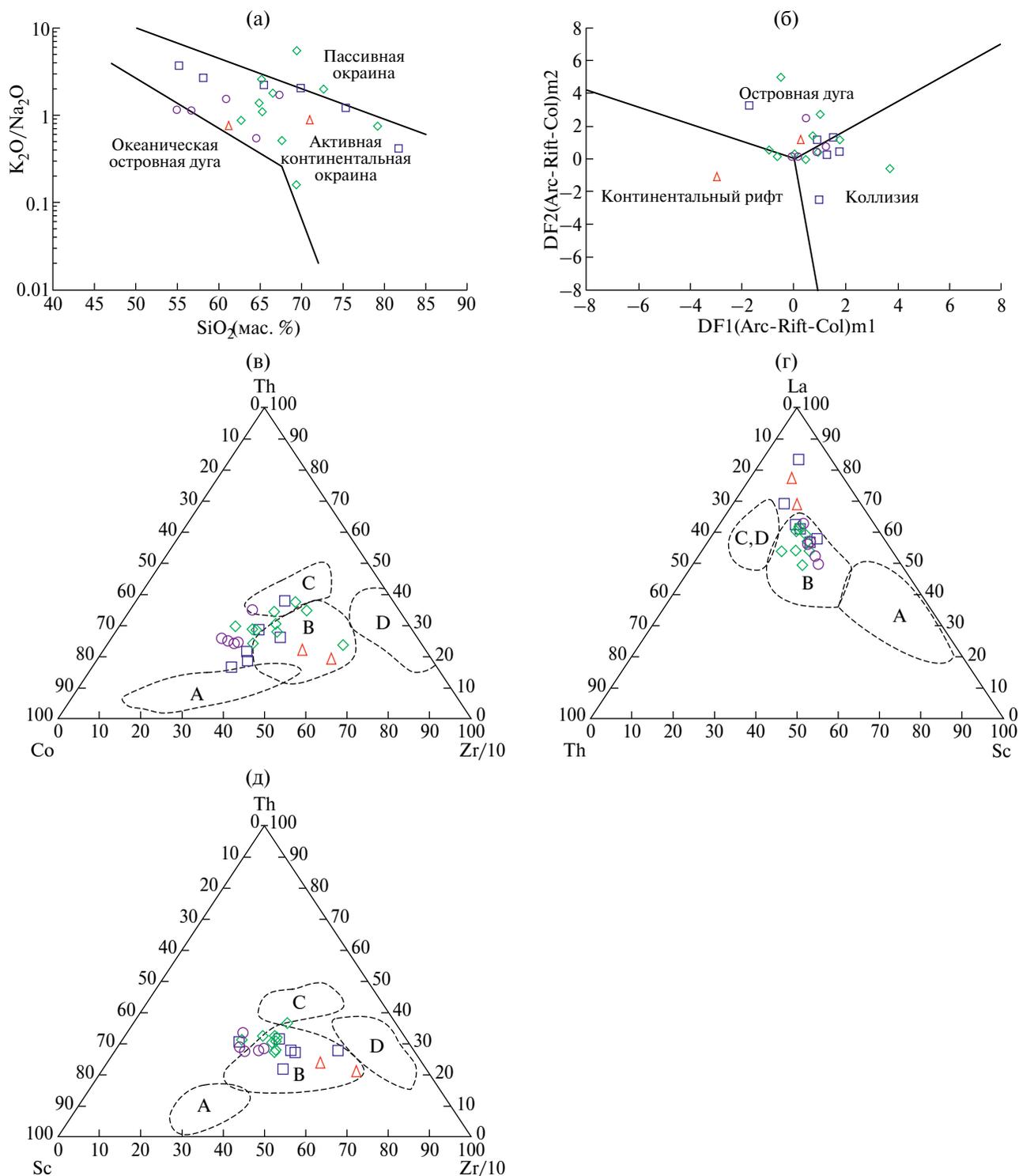


Рис. 11. Палеотектонические дискриминационные диаграммы (а) K_2O/Na_2O-SiO_2 (Roser, Korsch, 1986), (б) $DF2-DF1$ (Roser, Korsch, 1988), (в) $Th-Co-Zr/10$, (г) $La-Th-Sc$, (д) $Th-Sc-Zr/10$ (Bhatia, Crook, 1986).
 $F1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_3 - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.224K_2O - 9.09$; $F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_3 - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861$. Поля составов осадочных пород: А – океанических, В – континентальных островных дуг; С – активных, D – пассивных континентальных окраин. Условные обозначения см. на рис. 4.

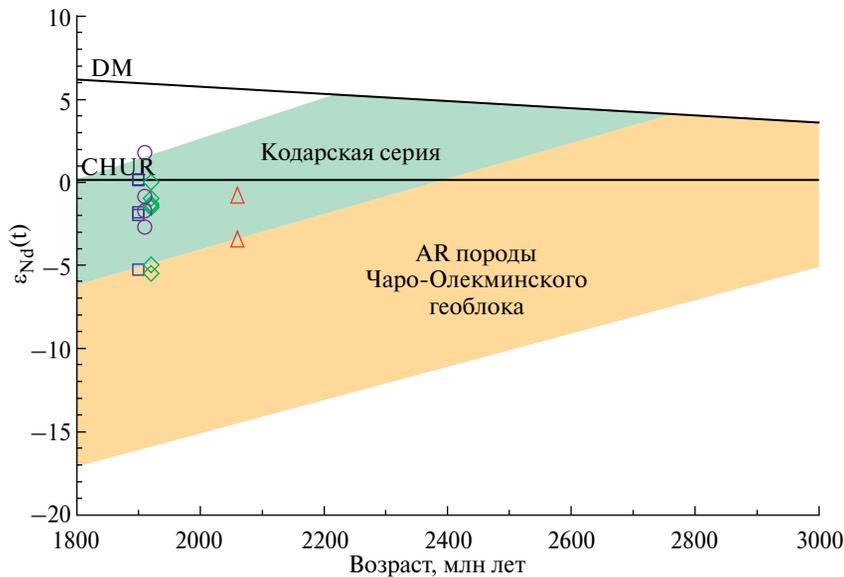


Рис. 12. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст для метатерригенных пород кодарской серии Кодаро-Удоканского прогиба. Условные обозначения см. на рис. 4.

Источники и обстановки накопления пород кодарской серии удоканского комплекса

Полученные геохронологические данные для детритового циркона свидетельствуют о том, что источниками протолитов метатерригенных пород кодарской серии являлись палеоархейские (~3.39–3.01 млрд лет), мезоархейские (~2.90 млрд лет), неоархейские (~2.70, 2.60 и 2.54 млрд лет), а также палеопротерозойские (~2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) магматические и метаморфические комплексы (рис. 8).

Источниками архейского циркона, скорее всего, послужили мезоархейские тоналит-гранитоиды и метавулканиды Чаро-Олекминского геоблока (от 3212 ± 8 до 2967 ± 10 млн лет) и зоны его сочленения с Западно-Алданским мегаблоком (от 3184 ± 85 до 3005 ± 4 млн лет) Алданского щита, Курульгинского и Каларского блоков Станового структурного шва (от 2964 ± 22 до 2846 ± 33 млн лет), а также мезо- и неоархейские син- и постколлизийные гранитоиды Чаро-Олекминского геоблока (от 2913 ± 8 до 2738 ± 8 , от 2675 ± 15 до 2608 ± 18 млн лет) и Станового структурного шва (от 2708 ± 7 до 2703 ± 20 , от 2627 ± 16 до 2614 ± 7 млн лет; см. обзоры в (Котов, 2003; Kovach et al., 2023)). Детритовый циркон с возрастом 2.54–2.38 млрд лет мог поступать за счет размыва гранитоидов нелюкинского комплекса (от 2522 ± 2 до 2398 ± 4 млн лет; U–Pb метод по циркону (ID TIMS); Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004б) зоны сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Западно-Алданского мегаблока Алданского щита. Hf-коровые модельные возрасты детритового циркона в интервале 3.6–2.8 млрд лет

и величины $\epsilon_{Hf}(t)$ от -10.5 до $+5.4$ (ESM_2; рис. 9) свидетельствуют о преобладании среди архейских источников пород с палео- и мезоархейскими Hf-модельными возрастными, что согласуется с имеющимися Nd-изотопными данными (Котов, 2003; Котов и др., 2006).

Петро- и геохимические особенности метатерригенных пород кодарской серии свидетельствуют об их формировании в результате слабого и умеренного выветривания пород среднего и кислого состава (рис. 10), что характерно для незрелых отложений первого седиментационного цикла активных тектонических обстановок. С этим заключением согласуется нахождение точек составов пород кодарской серии в полях составов осадочных пород энциалических островных дуг или активных континентальных окраин (рис. 11).

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t)$ –возраст (рис. 12) фигуративные точки пород кодарской серии ($\epsilon_{Nd}(t)$ от -5.7 до $+1.7$, $t_{Nd(DM)} = 2.8$ – 2.2 млрд лет) располагаются преимущественно выше поля эволюции изотопного состава Nd тоналит-гранитоидов Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита. Это позволяет предполагать участие в формировании отложений кодарской серии продуктов разрушения пород с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастными. Такими породами, как и в случае с кеменской серией (Граунов и др., 2023), могли быть вулканиды, подобные островодужным метавулканидам федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{Nd}(t)$ от -0.1 до $+3.1$, $t_{Nd(DM)} = 2.4$ – 2.2 млрд лет; Великoslavинский и др., 2003, 2006). И, наконец, значительный вклад палеопротерозойских магматических пород, образованных в результате

плавления смешанных мантийных и коровых источников, подтверждается Hf-изотопными характеристиками детритового циркона с возрастом 2.04–1.99 млрд лет: положительными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +1.2 до +7.6 и Hf-модельными возрастными $t_{\text{Hf(C)}} = 2.5\text{--}2.1$ млрд лет (рис. 9).

В настоящее время магматические и метаморфические события палеопротерозойского (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) возраста в Чаро-Олекминском геоблоке Алданского щита, а также в Каларском и Курультинском блоках Станового структурного шва не установлены (Котов, 2003; Котов и др., 2006; Donskaya, 2020; Kovach et al., 2023). Потенциальными источниками циркона с возрастом 2.04–1.99 млрд лет могли быть широко развитые в центральной и восточной частях Западно-Алданского мегаблока Алданского щита дифференцированные метавулканиды федоровской толщи (2006 ± 3 млн лет, U–Pb ID TIMS; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от –0.1 до +3.1, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.2$ млрд лет; Великославинский и др., 2006), тоналит-трондjemитовые ортогнейсы и гранитоиды тимптонского комплекса (2011 ± 2 и 1993 ± 1 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +0.5 до +1.2, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.3$ млрд лет; Котов и др., 1995) и габбро-диорит-тоналитовые интрузии унгринского комплекса (2016 ± 5 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +0.8 до +3.7, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.2$ млрд лет; Котов, 2003), а также метаандезиты и метадацилы Балаганахского зеленокаменного пояса (2055 ± 18 млн лет, U–Pb метод по циркону (ID TIMS); Анисимова и др., 2006; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +1.3 до +1.6, $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.4\text{--}2.3$ млрд лет; Котов и др., 2004а). Однако эти комплексы расположены на довольно значительном (300–600 км) расстоянии от Кодаро-Удоканского прогиба, и представляется маловероятным, что они могли служить главными источниками палеопротерозойского циркона. Тем не менее палеопротерозойские комплексы Западно-Алданского мегаблока и зоны его сочленения с Чаро-Олекминским геоблоком Алданского щита могут рассматриваться в качестве дистальных источников осадочного материала кодарской серии.

Таким образом, геохимические особенности состава метатерригенных пород кодарской серии, их Nd-изотопные параметры, возраст и Hf-изотопные характеристики детритового циркона позволяют предполагать существование неустановленных палеопротерозойских (около 2.04–1.99 млрд лет) энсиалических островных дуг и/или активных континентальных окраин в западном–северо-западном и южном (в современных координатах) обрамлении Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита. Ранее такой же вывод был сделан для пород удоканского комплекса в целом на основании Nd-изотопных данных (Подковыров и др., 2006), а впоследствии подтвержден результатами

геохронологических и Hf-изотопных исследований детритового циркона из метаосадочных пород чинейской (Ковач и др., 2018) и кеменской (Kovach et al., 2023) серий. Метатерригенные породы чинейской и кеменской серий имеют близкие с породами кодарской серии палеопротерозойские оценки максимального возраста накопления: 1.99–2.04 млрд лет для кодарской серии, 1.98 млрд лет для чинейской серии и 2.02 млрд лет для кеменской. Кроме того, детритовый циркон с возрастом около 2.02 млрд лет из пород кеменской серии имеет сходные Hf-изотопные характеристики с палеопротерозойским (2.04–1.99 млрд лет) цирконом из пород кодарской серии (рис. 9). Можно предполагать, что формирование отложений кодарской, чинейской и кеменской серий удоканского комплекса было связано с эрозией сходных по возрасту и составу палеопротерозойских магматических дуг. Возможными местами их развития могли являться зона сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Станового структурного шва, а также зона сочленения Чаро-Олекминского геоблока и Ачитканского орогенного пояса, включая выступы раннедокембрийского фундамента Байкало-Патомской складчатой области. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита ранее не установленного палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.98 млрд лет.

Эрозия пород палеопротерозойских магматических дуг и архейских пород континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретроуги (retro-arc foreland basin), развивавшегося на континентальной стороне дуги, что объясняет поступление детритового циркона как палеопротерозойского, так и архейского возраста, геохимические и Nd–Hf изотопные особенности осадочных пород кодарской серии. Коллизия Олекмо-Алданской микроплиты Алданского щита с блоками Байкальской складчатой области на западе–северо-западе и с блоками Станового структурного шва на юге на рубеже около 1.91 млрд лет (Котов, 2003) привела к метаморфизму пород кодарской серии и формированию синколлизонных и синметаморфических гранитов ничатского комплекса (Ларин и др., 2006; Ковач и др., 2024). Их образование, вероятно, было обусловлено плавлением пород архейской континентальной коры ($t_{\text{Nd(DM)}} = 3.0$ млрд лет; Ларин, 2011) в результате термальной релаксации и/или эксгумации орогена в ходе изотермальной декомпрессии (Ларин и др., 2006). Коллапс этого орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения (Гладкочуб и др., 2020) привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса в интервале 1.90–1.87 млрд лет (Ковач и др., 2018; Kovach et al., 2023). Вполне вероятно, что в результате размыва палеопротерозойского орогена, с которым были

связаны источники меди, произошло накопление медистых песчаников удоканского типа и формирование Удоканского месторождения (1896 ± 6 млн лет; U–Pb по титаниту, ID-TIMS; Perello et al., 2017).

ВЫВОДЫ

1. На основании представленных и опубликованных ранее (Подковыров и др., 2006; Котов и др., 2018; Ковач и др., 2018, 2024; Kovach et al., 2023; Адамская и др., 2023) геохимических, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd–Hf изотопных данных установлено, что терригенные породы кодарской серии удоканского комплекса Алданского щита имеют возраст в интервале 1.99–1.91 млрд лет, а терригенные породы чинейской и кеменской серий в интервале 1.90–1.87 млрд лет. Это позволяет, вслед за Д.П. Гладкочубом с соавторами (Гладкочуб и др., 2020), поставить вопрос о выделении кодарской серии в самостоятельное стратиграфическое подразделение.

2. Источниками терригенных пород кодарской серии как Удоканской, так и Кодарской подзон Кодаро-Удоканского прогиба являлись архейские магматические и метаморфические породы Чаро-Олекминского геоблока и, вероятно, Каларского и Курультинского блоков Станового структурного шва, а также не установленные в регионе на современном эрозионном срезе палеопротерозойские (2.04–1.99, 2.08, 2.20 и 2.30 млрд лет) комплексы.

3. Породы источников детритового циркона с возрастом около 2.04–1.99 млрд лет формировались посредством плавления мантийного и корового материала в субдукционной обстановке, сопоставимой с современными активными континентальными окраинами или энсиалическими островными дугами. Эрозия пород магматических дуг и континентального склона привела к накоплению отложений кодарской серии в обстановке бассейна форланда ретродуги (retro-arc foreland basin). Последующие коллапс орогена и формирование внутриконтинентального бассейна растяжения (Гладкочуб и др., 2020) привели к накоплению терригенных пород чинейской и кеменской серий удоканского комплекса в интервале 1.90–1.87 млрд лет.

4. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в западной части Алданского щита не установленного ранее палеопротерозойского этапа формирования континентальной коры около 2.04–1.97 млрд лет.

5. В южной части Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба тектонически совмещены породы кодарской серии с возрастом в интервале 2.04–1.99 млрд лет и метатерригенные породы с возрастом в интервале 2.08–2.06 млрд лет.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФ (проект № 21-17-00164; геохронологические, геохимические и

Nd–Hf изотопные исследования) и НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0003.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адамская Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Горовой В.А. Терригенные отложения кодарской серии Удоканской подзоны Кодаро-Удоканского прогиба Алданского щита: возраст, источники и области сноса // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 153–159.

Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // Доклады академии наук. 2006. Т. 406. № 3. С. 355–360.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U–Pb возраст федоровской толщи алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2003. Т. 393. № 1. С. 91–96.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.

Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Доклады академии наук. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000, новая серия, лист О-(50) 51 и объяснительная записка. Ред. Миронюк Е.П. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо и объяснительная записка. Ред. Митрофанов Г.Л. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с. + 7 вкл.

Граунов О.В., Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Адамская Е.В., Горовой В.А. Идентификация источников терригенных осадочных пород на основе геохимических

- данных с использованием модели линейного программирования // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 230–236.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Гороховский Б.М., Подковыров В.Н., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В. Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U-Th-Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Доклады академии наук. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.
- Ковач В.П., Ларин А.М., Котов А.Б., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В., Макарьев Л.Б., Сквитина Т.М., Федосеенко А.М., Гороховский Б.М. Возраст кодарской серии западной части Кодаро-Удоканского прогиба (Алданский щит): результаты U-Th-Pb (LA-ICP-MS)-геохронологических исследований // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 32–38.
<https://doi.org/10.31857/S2686739724010041>
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
- Котов А.Б., Анисимова И.В., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Смелов А.П., Березкин В.И., Загорная Н.Ю. Возрастные рубежи формирования зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // Доклады академии наук. 2004а. Т. 398. № 5. С. 661–665.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004б. Т. 12. № 1. С. 46–67.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита // Доклады академии наук. 2006. Т. 410. № 1. С. 91–94.
- Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляр Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометального месторождения (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2015. Т. 463. № 2. С. 187–191.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2018. Т. 479. № 4. С. 412–416.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Та-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометальной металлогенической эпохи // Доклады Академии наук. 2002. Т. 383. № 6. С. 807–811.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Сквитина Т.М. Возраст и тектоническое положение гранитоидов Удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва: новые данные о формировании гигантских магматических поясов Восточной Азии // Доклады академии наук. 2021. Т. 498. № 1. С. 12–17.
- Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю. Источники и область сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Доклады академии наук. 2006. Т. 408. № 2. С. 223–227.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Доклады академии наук. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3–12.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972.

- Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pidgeon R.T.* Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // *Nature*. 1999. V. 399. P. 252–255.
- Andersen T.* Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // *Chem. Geol.* 2002. V. 192. P. 59–79.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273. P. 48–57.
- Chu N.C., Taylor R.N., Chavagnac V., Nesbitt R.W., Boella R.M., Milton J.A., German C.R., Bayon G., Burton K.* Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections // *J. Analytical Atomic Spectrometry*. 2002. V. 1. P. 1567–1574.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the Southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: constraints from paleoproterozoic granitoids // *Precambrian Res.* 2020. V. 348. P. 105869.
- Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc.* 1987. V. 144 (4). P. 531–542.
- Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A.* The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): constraints on age and genesis // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 246–263.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V.* 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // *Precambrian Res.* 2022. V. 370. P. 106557.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherberg E., O'Reilly S.Y., Shee S.R.* The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MCICMPS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 133–147.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sediment. Geol.* 1988. V. 55. P. 319–322.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Horstwood M.S.A., Košler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B.* Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // *Geostand. Geoanal. Res.* 2016. V. 40. P. 311–332.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Kovach V., Adamskaya E., Kotov A., Podkovyrov V., Tolmacheva E., Gladkochub D., Sklyarov E., Velikoslavinsky S., Plotkina Yu., Skovitina T., Wang K.-L., Lee H.-Y., Gorokhovskiy B.* Age of provenance for the Paleoproterozoic Kemen Group, Udokan Complex: “hidden” Paleoproterozoic crust-forming event in the western Aldan Shield, Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2023a. V. 396. 107158.
- Li X.H., Tang G.Q., Gong B., Yang Y.H., Hou K.J., Hu Zh.C., Li Q.L., Liu Y., Li W.X.* Qinghu zircon: a working reference for microbeam analysis of U–Pb age and Hf and O isotopes // *Chinese Sci. Bull.* 2013. V. 58. P. 4647–4654.
- McLennan S.M.* Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Perello J., Sillitoe R.H., Yakubchuk A.S., Valencia V.A., Cornejo P.* Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 86. P. 856–866.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag, 1972.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 635–650.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signature of sandstone-mudstone suite determined using discriminant function analysis of major element data // *Chem. Geol.* 1988. V. 67. P. 119–139.
- Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala*

- L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.* The ¹⁷⁶Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its evolution and composition. London: Blackwell, 1985.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // *Short Course*. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Canada, St. John's. 2001. V. 29. P. 239–243.
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Vervoort J.D., Patchett P.J.* Behaviour of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 3717–3733.
- Wu F-Y., Yang Y-H., Xie L-W., Yang J-H., Xu P.* Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U–Pb geochronology // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 105–126.

Рецензенты Т.С. Зайцева,
Е.Ф. Летникова, А.Б. Кузнецов

Age and Sources of the Kodar Group Rocks of the Udokan Complex (Aldan Shield): Results of Geochemical, U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Geochronological and Nd–Hf Isotopic Studies

V. P. Kovach^{a, #}, E. V. Adamskaya^a, A. B. Kotov^a, V. N. Podkovyrov^a, A. M. Larin^a,
E. V. Sklyarov^{b, c}, N. Yu. Zagornaya^a, T. M. Skovitina^b, Yu. V. Plotkina^a,
A. M. Fedoseenko^a, and Y. Tong^d

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

^b Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^c Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^d Beijing SHRIMP Centre, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China

[#]e-mail: v.p.kovach@gmail.com

The paper presents the results of geochemical and Nd whole rock isotopic studies, as well as U–Th–Pb (LA-ICP-MS) geochronological and Hf isotope studies of detrital zircon from metaterrigenous rocks of the Kodar Group of the Udokan Complex, Aldan Shield. It has been established that the rocks of the Kodar Group have an age of 1.99–1.91 Ga, and the rocks of the Chinei and Kemen groups of the Udokan Complex are in the range of 1.90–1.87 Ga. This allows us to raise the question of identifying the Kodar Group as an independent stratigraphic unit. Archean igneous and metamorphic rocks of the Chara-Olekma Geoblock and, probably, the Kalar and Kurulta blocks of the Stanovoy suture zone, as well as Paleoproterozoic (2.04–1.99, 2.08, 2.20 and 2.30 Ga) complexes of active continental margins or ensialic island arcs in the western–northwestern and southern (in modern coordinates) framing of the Chara-Olekma Geoblock, not identified in the region on the modern erosion level, were the sources of terrigenous rocks of the Kodar Group. Erosion of rocks of the igneous arcs and the continental slope led to the accumulation of sediments of the Kodar Group in the retro-arc foreland basin setting, and the subsequent collapse of the orogen and the formation of an intracontinental extension basin led to the accumulation of terrigenous rocks of the Chinei and Kemen groups. Obtained data indicate widespread previously unidentified Paleoproterozoic continental crust formation at about 2.04–1.97 Ga in the western part of the Aldan Shield.

Keywords: detrital zircon, geochronology, Kodar Group, Udokan Complex, tectonic evolution, Aldan Shield

УДК 551

ВЕНД И РАННИЙ КЕМБРИЙ ЮГО-ЗАПАДА, ЗАПАДА И СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: КАТЕГОРИИ РЕЧНЫХ СИСТЕМ, ФОРМИРОВАВШИХ ОСАДОЧНЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ¹

© 2024 г. А. В. Маслов¹ *, В. Н. Подковыров², **¹Геологический институт РАН, Москва, Россия²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 24.10.2023 г.

После доработки 11.12.2023 г.

Принята к публикации 26.01.2024 г.

На основе данных о геохимических характеристиках ($(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* и содержание Th) глинистых пород Подольского Приднестровья, Юго-Восточной Польши, Беларуси и Волыни, Литвы, окрестностей г. Санкт-Петербурга, Юго-Восточного Беломорья и Арктической Норвегии реконструированы категории рек, транспортировавших тонкую алюмосиликокластику в области осадконакопления, существовавшие в венде и раннем кембрии на западе Восточно-Европейской платформы. Распределение фигуративных точек глинистых пород волынского времени на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий позволяет считать, что для Литвы и Подольского Приднестровья одними из питающих провинций являлись палеоводосборы, сложенные вулканическими образованиями. Для Восточной Беларуси и Юго-Восточного Беломорья ощутимо влияние продуктов размыва, поставлявшихся реками, протекавшими по магматическим/метаморфическим террейнам (кристаллический фундамент). Значительную часть кластики несли и реки, дренировавшие осадочные образования, а также крупные реки, длина которых превышала 1000 км, а площадь водосбора составляла более 100000 км². Существование последних подтверждается присутствием в породах формации Жуков Юго-Восточной Польши обломочного циркона, заимствованного, по всей видимости, из пород Фенноскандии. В редкинское время наряду с крупными реками (реки категории 1) и реками, питавшимися продуктами размыва осадочных образований (реки категории 2), транспортировка кластики осуществлялась также реками, дренировавшими породы кристаллического фундамента (реки категории 3; это свойственно Беларуси и Волыни, Юго-Восточному Беломорью и Арктической Норвегии), и реками, протекавшими по районам распространения вулканических ассоциаций (реки категории 4). Распределение фигуративных точек глинистых пород котлинского этапа на графике $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ позволяет предполагать, что основными агентами транспортировки тонкой алюмосиликокластики в приемные бассейны в это время являлись крупные реки и реки, питавшиеся тонкой взвесью за счет размыва преимущественно осадочных образований. Палеоводосборы раннего кембрия были сложны, по всей видимости, как кристаллическими, так и осадочными породами. Все сказанное находится в достаточно хорошем соответствии с установленным ранее фактом постепенного роста вклада продуктов эрозии осадочных образований в формирование осадочных последовательностей венда—раннего кембрия, распространенных в полосе от Подольского Приднестровья до Арктической Норвегии.

Ключевые слова: глинистые породы, геохимия, венд, ранний кембрий, запад Восточно-Европейской платформы, категории рек

DOI: 10.31857/S0869592X24050025 EDN: ALDQWQ

ВВЕДЕНИЕ

Для венда/эдиакария и нижнего кембрия юго-запада, запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в последние годы получен уникальный массив нового фактического материала, позволивший детально рассмотреть

основные факторы, контролировавшие формирование минерального и химического состава слагающих осадочные последовательности пород,

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24050025 для авторизованных пользователей.

и реконструировать обстановки накопления осадков. В ряде работ опубликованы представительные данные о возрасте обломочного циркона в песчаниках, позволившие более корректно судить о вкладе в формирование осадочных толщ различных областей питания (Liivamägi et al., 2018, 2021; Paszkowski et al., 2019, 2021; Środoń et al., 2019, 2023; Wojanowski et al., 2021 и др.).

В публикации (Jewuła et al., 2022) приведена характеристика фациальных обстановок, минерального и химического состава глинистых пород венда/эдиакария и раннего кембрия Беларуси и Волыни, окрестностей г. Санкт-Петербурга и Северной Эстонии, Юго-Восточной Польши и Подольского Приднестровья. Авторами этой работы показано, что обстановки осадконакопления названного стратиграфического интервала варьировали от субаэральных до мелководно-морских. На севере и юге территории существовали крупные эстуарии, открывавшиеся на восток и юг. Сформированные под их контролем осадочные последовательности представлены отложениями первого седиментационного цикла, а источниками кластики для них выступали палеопочвы и коры выветривания на породах Волынского-Брестской крупной магматической провинции (КМП, от 580 ± 10 до 547 ± 6 млн лет (Krzemińska et al., 2022)), кристаллических породах Балтийского щита, а также, возможно, Сарматии. Указанная работа сопровождается банком данных о валовом химическом составе тонкозернистых обломочных пород (mudstone) для доволынского, волынского, редкинского, котлинского и раннекембрийского стратиграфических уровней большинства перечисленных выше регионов. В настоящей публикации эти материалы вместе с нашими оригинальными данными использованы для реконструкции по литогеохимическим характеристикам глинистых пород категорий речных систем, транспортировавших в венде и раннем кембрии тонкую алюмосиликокластику в области осадконакопления, существовавшие на западе ВЕП в полосе от Подольского Приднестровья до Арктической Норвегии. Тем самым мы продолжаем исследование, начало которым положено работами (Маслов, Подковыров, 2021a, 2022 и др.).

КАТЕГОРИИ РЕК, ПИТАЮЩИХ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКОЙ ПРИЕМНЫЕ БАССЕЙНЫ

Прежде чем перейти к анализу фактического материала, рассмотрим кратко положенные в основу наших исследований представления. В публикации (Bayon et al., 2015) приведены результаты изучения более 50 специальным образом (удаление нетерригенных носителей редкоземельных элементов) подготовленных проб алевритовых (2–63 мкм) и пелитовых (<2 мкм) фракций донных

осадков приустьевых частей современных рек. Среди последних авторы указанной работы наметили ряд категорий: 1) крупные реки (World's major rivers), т.е. реки с площадью водосборного бассейна >100000 км² (рр. Амазонка, Конго, Миссисипи, Нигер, Янцзы, Мак-Кензи, Волга, Ориноко, Дунай, Меконг, Желтая, Аму-Дарья, Сев. Двина и др.); 2) реки, дренирующие осадочные образования (rivers draining "mixed/sedimentary" formations), площадь водосборного бассейна которых составляет <100000 км² (рр. Сена (Франция), Флай (Новая Гвинея), Гуадиана (Испания и Португалия), Чубут (юг Аргентины), Мэкхлонг (запад Таиланда), Шэннон (Ирландия) и др.); 3) реки, питающиеся продуктами размыва "магматических/метаморфических" террейнов (rivers draining "igneous/metamorphic" terranes) (рр. Карони, Аро и Каура (Венесуэла), Нарва (Россия, Эстония), Кюмийоки (Финляндия), Уме (север Швеции) и др.); 4) реки, дренирующие "вулканические" провинции (rivers draining "volcanic" rocks) (рр. Камчатка (Россия), Уаикато (Новая Зеландия), Нижний Бэнн (Северная Ирландия), Мэн и Сикс Майл (Ирландия) и др.).

Суммированные в работе (Bayon et al., 2015) данные о распределении ряда редких и рассеянных элементов в пелитовых фракциях донных осадков приустьевых зон различных категорий современных рек мы рассматриваем как отражающие состав тонкой взвеси, транспортируемой реками в приемные бассейны из различных питающих провинций. Особенности редкоземельной и Th-систематики пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий достаточно хорошо проявлены на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N - Th$ (Маслов, 2019; Маслов, Шевченко, 2019). Установлено, что граничные величины $(La/Yb)_N$ для полей состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых участков современных рек ориентировочно составляют 6–20 для рек категории 1, 6–16 для рек категории 2, 9–21 для рек категории 3 и 1–11 для рек категории 4. Аналогичные граничные величины Eu/Eu^* составляют соответственно 0.60–0.80, 0.55–0.82, 0.45–0.75 и 0.58–1.05, а содержания Th – 6–22, 9–33, 15–37 и 1–13 мкг/г. Указанные диаграммы использованы нами ранее при реконструкции категорий речных систем, поставивших тонкую алюмосиликокластику для осадочных последовательностей верхнего докембрия Западного Урала (Маслов, 2019, 2020), севера и востока ВЕП (Маслов, Подковыров, 2021a) и ряда других объектов, в том числе и для анализа особенностей формирования метаалевропелитов архея и нижнего протерозоя (Маслов, Подковыров, 2021б). В публикации (Маслов, Мельничук, 2023) на основе анализа литогеохимических характеристик глинистых пород почти 40 осадочных последовательностей неопротерозоя–ордовика и девона–голоцена показано, что принципиальных отличий между

досилурийскими реками и реками “зеленой эпохи” с точки зрения их категорий не наблюдается. В перечисленных работах рассмотрен и ряд других концептуальных вопросов применения указанных диаграмм, в том числе и то, что для наших целей могут быть использованы валовые пробы глинистых пород, не подвергшиеся какой-либо предварительной обработке (Маслов, Шевченко, 2019).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящем разделе приведены общие сведения о строении, составе и обстановках накопления отложений волынского, редкинского, котлинского и нижнекембрийского стратиграфических интервалов на территории Подольского Приднестровья, Юго-Восточной Польши, Беларуси и Волыни, Литвы, окрестностей г. Санкт-Петербурга, Юго-Восточного Беломорья и Арктической Норвегии (рис. 1), а также высказаны соображения о категориях рек, транспортировавших в области осадконакопления тонкую алюмосиликокластику. Детали строения разрезов и взаимоотношений различных стратонов при этом опущены. Палеогеографические реконструкции разной степени детальности для венда и раннего кембрия запада ВЕП опубликованы во многих работах (Палеогеография..., 1980; Аксенов, 1985; Rozanov, Łydka, 1987; Paszeńska, 2010; Paszkowski et al., 2019, 2021; Jewuła et al., 2022 и др.). Мы сочли возможным не приводить их еще раз, пусть и в красивом компьютерном оформлении, так как это с течением времени, когда основная масса первичного материала (керна скважин и др.) уже недоступна, ведет только к предельному упрощению информации. Поскольку в большинстве своем осадочные толщи венда и нижнего кембрия сложены континентальными, прибрежно-морскими и мелководно-морскими образованиями, можно предполагать, что представленные в их разрезах глинистые породы в значительной мере наследовали распределение слаборастворимых в воде редких и рассеянных элементов (Th, La, Sc, Co, Cr, V и др.), существовавшее в породах палеоводосборов (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1990, 1993; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов и др., 2018). Это позволяет, как нам представляется, считать все сделанные выводы и предположения о категориях рек венда и раннего кембрия в достаточной мере корректными.

Подольское Приднестровье. Рассматриваемый нами стратиграфический интервал представлен здесь в полном объеме и включает волынскую, могилев-подольскую, каниловскую и балтийскую серии (рис. 2). Три первые традиционно считаются вендскими, а балтийская серия рассматривается как нижнекембрийский стратон (Соколов, 1979; Вендская..., 1985; Макрофоссилии..., 2015 и др.),

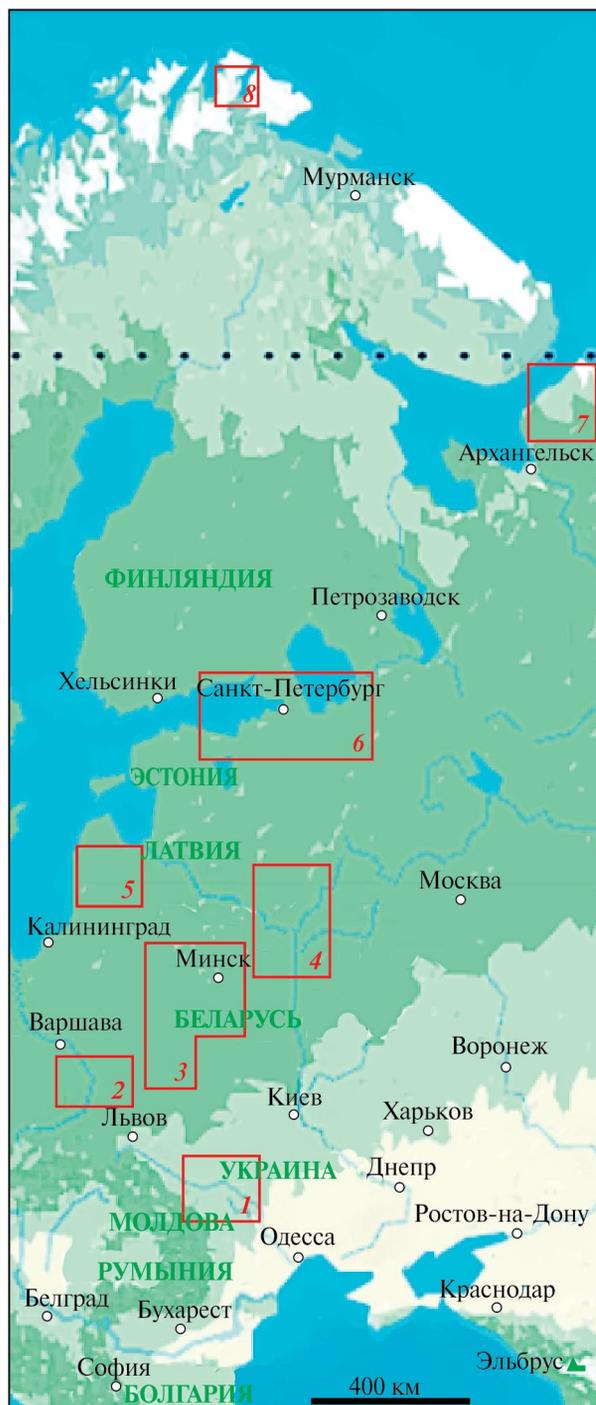


Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых в статье регионов. Географическая основа здесь и далее заимствована с сайта <https://yandex.ru/maps/?l=166.992700%2C21.912809&z=2>.

1 – Подольское Приднестровье; 2 – Юго-Восточная Польша; 3 – Западная Беларусь и Волынь; 4 – Восточная Беларусь; 5 – Литва; 6 – окрестности г. Санкт-Петербурга; 7 – Юго-Восточное Беломорье; 8 – Арктическая Норвегия.

хотя есть и другие точки зрения (Гражданкин и др., 2011; Grytsenko, 2020). Результаты исследования U–Pb изотопного возраста и геохимических

| Стратиграфический уровень | Подольское Приднестровье | Юго-Восточная Польша | Беларусь и Вольны | Литва | Окрестности г. Санкт-Петербург | Юго-Восточное Беломорье | Арктическая Норвегия |
|----------------------------|---|--------------------------------------|---|-----------------------------------|---|--|----------------------------------|
| Ранний кембрий (терренуви) | Окунецкая, хмельницкая и збручская свиты | Мазовецкая формация | Рыцкая, рудаминская, стардлецкая и лонговаская свиты | Свита синих глин и др. | Воронковская (?), ломоносовская и сиверская свиты | Падунская серия | Формация Брейдвика |
| Поздний венд | Даниловская, жарновская, крушановская и студеницкая свиты | Формации Лопенник/Люблин и Влодава | Котлинская свита | Свиты Пагирай, Скинмай и Вилкишис | Василеостровская свита | Ергинская свита | Нижняя часть толщи Мантрапсельва |
| | Могилевская, ярышевская и нагорянская свиты | Формации Семятычская и Бялополе | Низовская, селявская и черницкая свиты | Рудницкая свита | Старорусская свита | Ламинская, верховская и зимнегорская свиты | Толщи Лилленанет и Индрилла |
| Ранний венд | Грушчинская свита | Формации Жуков, Славатыч и Теремиски | Горбалевская, ратайчицкая, гирская, клецкая и др. свиты | Янюшайская и мярская свиты | | | Формации Ньюбург и Моргенес |

Рис. 2. Основные подразделения вольнского, редкинского, котлинского и нижнекембрийского стратиграфических уровней, рассматриваемые в настоящей работе. Серый фон – отсутствие отложений.

характеристик (ϵ_{Hf}) обломочного циркона дают ряду авторов основание считать нижнекембрийской и каниловскую серию (Paszowski et al., 2021), но пока эти представления не получили всеобщего признания.

В основании разреза залегают красноцветные гравелиты, грубозернистые аркозовые песчаники, конгломераты, брекчии, а также сероцветные аргиллиты и алевролиты с покровами базальтов грушчинской свиты (мощность 0–50–70 м) вольнской серии (Великанов, 1985). По данным (Великанов, 1976; Палеогеография..., 1980), низы грушчинской свиты – это преимущественно элювиально-коллювиально-пролювиальные образования. Выше обнаружены породы могилевской, ярышевской и нагорянской свит могилев-подольской серии (новоднестровский горизонт = редкинский горизонт). Могилевская свита (мощность до 100 м) объединяет разнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, пакки тонкого переслаивания темно-серых аргиллитов и тонкозернистых песчаников, а также полевошпатово-кварцевые или кварцевые мелко-среднезернистые песчаники и пестроцветные слюдистые аргиллиты. Ярышевская свита (мощность ~100 м) включает глинистые средне- и мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, темно- и зеленовато-серые аргиллиты, иногда с тонкими линзами песчаников и пропластками бентонитовых глин, крупно- и грубозернистые аркозовые песчаники, кремнистые туфоаргиллиты и туффиты, зеленовато-синевато-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями глинистых и карбонатных песчаников. Нагорянская свита (мощность 70 м) сложена в нижней части гравелитами и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, их слюдистыми разностями, чередующимися с алевролитами и аргиллитами, а в верхней части – темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с конкрециями фосфоритов.

Каниловская серия (ушицкий горизонт = котлинский горизонт) объединяет даниловскую, жарновскую, крушановскую и студеницкую свиты (Великанов, 1985 и др.). Даниловская свита (мощность 55 м) представлена в нижней части зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а в верхней части – пестрыми и буровато-серыми аргиллитами и алевролитами. Жарновская свита (мощность ~40 м) объединяет разнозернистые песчаники, пакеты и пакки чередования зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также пестроцветные аргиллиты и алевролиты. Крушановская свита (мощность до 45 м) включает в нижней части мелко- и среднезернистые песчаники и толщу переслаивания зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в верхней – чередование буровато-серых

алевролитов, аргиллитов и песчаников, среди которых есть редкие линзы известняков и фосфатных аргиллитов. Студеницкая свита (мощность ~60 м) представлена внизу переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, а сверху – тонким чередованием аргиллитов и алевролитов.

На каниловской серии согласно залегают породы балтийской серии (окунецкая, хмельницкая и збручская свиты). Окунецкая свита (мощность 15–17 м) представлена серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями и линзами алевролитов и мелкозернистых песчаников. Хмельницкая свита (мощность 50–65 м) сложена темно- и зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и глауконит-кварцевых песчаников. Збручская свита (мощность до 45 м) включает мелкозернистые кварцевые песчаники, пестроцветные аргиллиты и алевролиты, среди которых есть и конгломераты (Макрофоссилии..., 2015).

Могилевская свита накапливалась в аллювиальных, дельтовых и прибрежно-морских обстановках (Великанов, 1985; Великанов, Мельничук, 2014; Paszkowski et al., 2021 и др.). По данным (Великанов, 1985 и ссылки в этой работе), ярышевская свита объединяет мелководно-морские и лагунные отложения. Нагорянская свита, а также каниловская и балтийская серии сложены преимущественно прибрежно-морскими и мелководно-морскими отложениями (Маслов, Подковыров, 2022 и ссылки там). Распределение различных по генезису отложений в разрезах волынского, редкинского и котлинского регионарусов, а также нижнего кембрия Подольского Приднестровья и других рассматриваемых нами регионов в достаточно упрощенном виде показано на рис. 3.

Источниками обломочного циркона для отложений венда Подольского Приднестровья выступали, по приведенным в публикации (Francovschi et al., 2023 и ссылки там) данным, комплексы пород архея и палеопротерозоя Сарматии и Белорусского кристаллического массива. Циркон с возрастом ~1780 млн лет поступал за счет эрозии пород Коростенского анортозит-мангерит-чарнокит-гранитового (АМСГ) комплекса и Прут-Новогольской КМП. Возможными источниками обломочного циркона с возрастом 1660–1450 млн лет могли являться АМСГ-образования Фенноскандинавии, циркона с возрастом ~620–535 млн лет – Волынская/Волыньско-Брестская КМП, а также, возможно, магматические породы Лаврентии и Амазонии, включенные позднее в состав орогенов Сантактрус или Скифского.

Для Подольского Приднестровья мы располагаем 222 оригинальными результатами анализа валового химического состава, полученного методом “мокрой химии” (банк данных PRECED, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), и данными о содержании редких и рассеянных элементов (метод

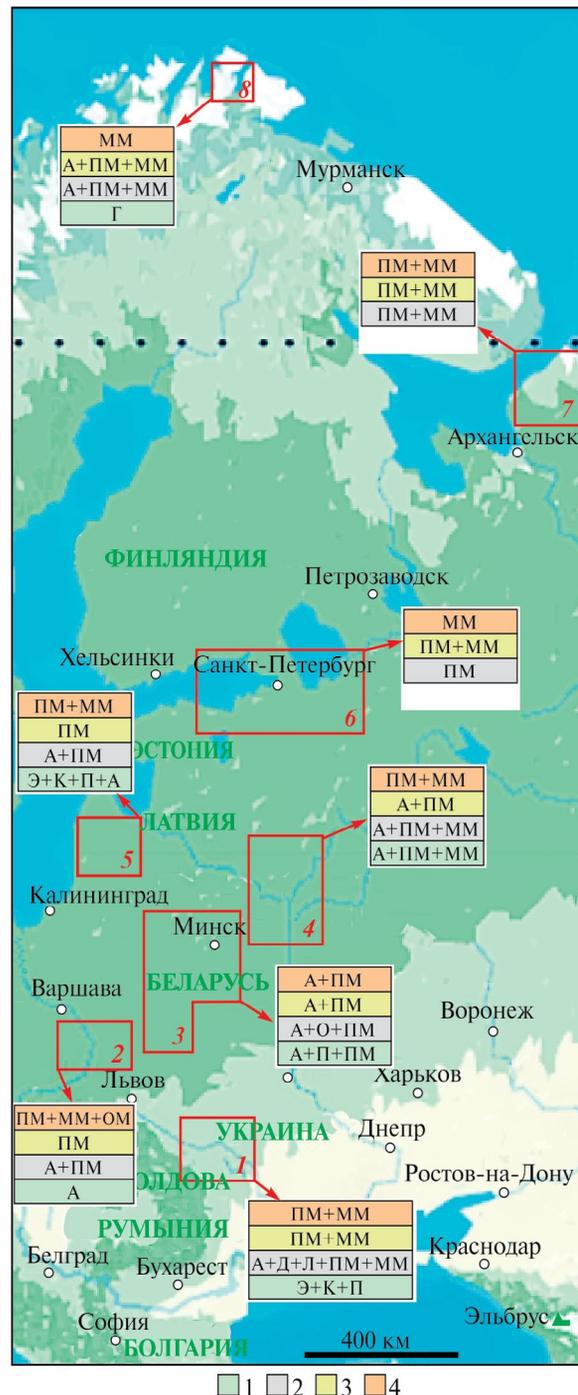


Рис. 3. Генезис отложений, слагающих разрезы различных регионарусов венда и нижнего кембрия юго-запада, запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы (пояснения см. в тексте).

Отложения: Г – гляциальные; Э – элювиальные; К – коллювиальные; П – пролювиальные; А – аллювиальные (русловые, пойменные и др.); О – озерные; Л – лагунные; Д – дельтовые; ПМ – прибрежно-морские, в том числе приливо-отливные; ММ – мелководно-морские; ОМ – открытых частей бассейна. 1 – волынский стратиграфический уровень; 2 – редкинский регионарус; 3 – котлинский регионарус; 4 – нижний кембрий. Прямоугольники с белым фоном – нет данных. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП МС), исследования проведены в ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в 50 образцах глинистых пород. Все перечисленные аналитические материалы, как и аналогичные данные для других рассматриваемых нами регионов, представлены в (ДМ²_табл. 1).

На диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (диаграмма НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000)) точки состава глинистых пород венда–раннего кембрия Подольского Приднестровья сосредоточены в основном в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины); несколько точек присутствует также в поле IV (хлорит-иллитовые глины) (рис. 4а). Распределение фигуративных точек глинистых пород на диаграмме

Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) показывает, что они сложены материалом первого седиментационного цикла (рис. 4б). Таким образом, литогеохимические характеристики глинистых пород должны быть достаточно хорошо сопоставимы с аналогичными характеристиками пород-источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики. На диаграмме Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990) с линией смешения продуктов размыва кислых и основных магматических пород, показанной в соответствии с представлениями (Bracciali et al., 2007), точки состава глинистых пород волынского стратиграфического интервала расположены так, что можно предполагать присутствие в них как преимущественно кислой, так и основной тонкой алюмосиликокластики (рис. 4в). Примерно так же распределены здесь фигуративные точки глинистых пород редкинського и котлинського регіонарусов, хоча для більшості останніх характерно преобладание кислой алюмосиликокластики. При анализе результатов, полученных с помощью

² ДМ – дополнительные материалы.

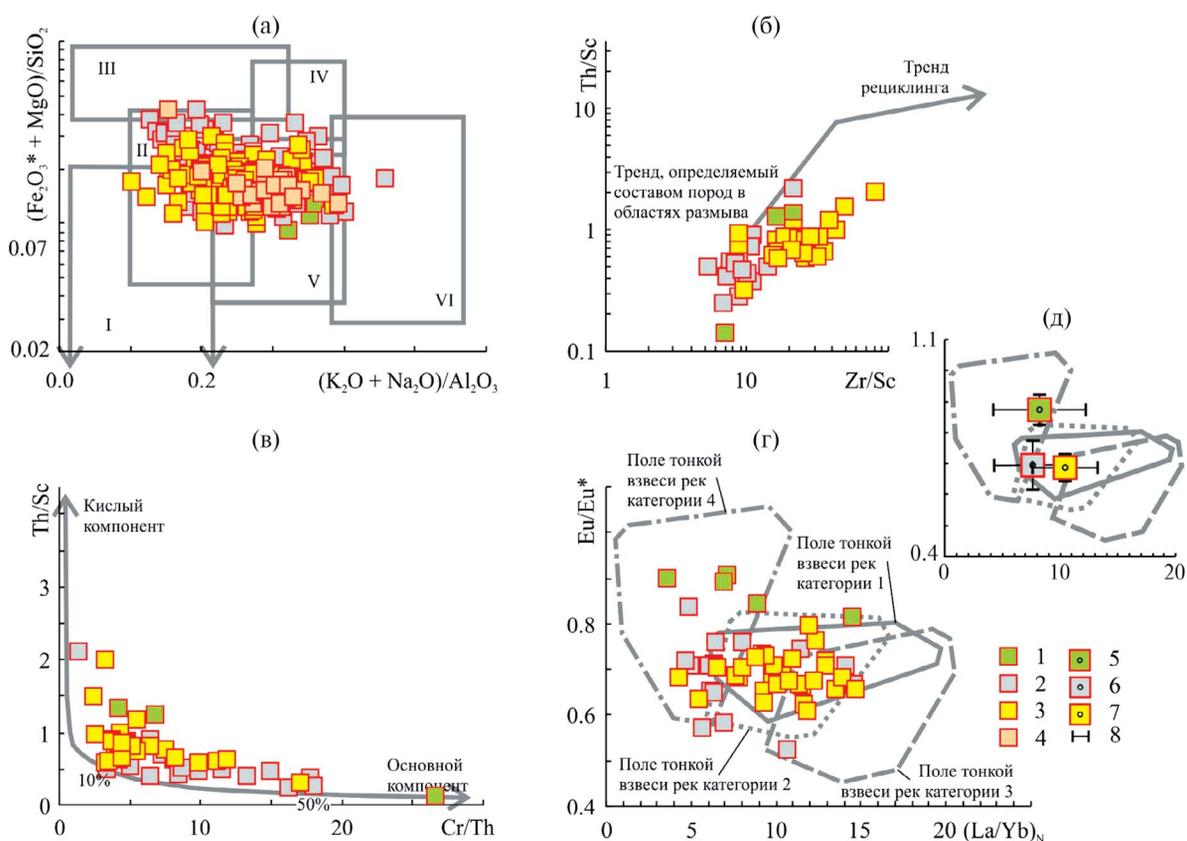


Рис. 4. Распределение фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), Zr/Sc–Th/Sc (б), Cr/Th–Th/Sc (в), $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (г, д).

1–4 – глинистые породы (1 – волынской серии, 2 – редкинського регіонарусу, 3 – котлинського регіонарусу, 4 – нижнього кембрія); 5–7 – усередненні точки складу глинистих порід (5 – волынской серии, 6 – редкинського рівня, 7 – котлинського рівня); 8 – стандартне відхилення ($\pm 1\sigma$).

(а): Глинисті породи: I – переважно каолинитові, II – переважно смектитові з примісью каолинита і іллита, III – переважно хлоритові з примісью Fe-іллита, IV – хлорит-іллитові, V – хлорит-смектит-іллитові, VI – іллитові со значительною примісью дисперсних полевих шпатів.

данной диаграммы, следует, однако, иметь в виду, что размыв осадочных образований может создавать впечатление присутствия в областях питания существенной доли кислых магматических пород. В то же время аргиллиты в наших выборках являются породами первого седиментационного цикла, поэтому ожидать заметного вклада в их состав рециклированного материала нет особых оснований.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (здесь нормирование проведено на хондрит (Taylor, McLennan, 1985), а расчет Eu -аномалии выполнен по формуле $Eu_N/\sqrt{Sm_N \cdot Gd_N}$) с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых зон современных рек различных категорий точки состава глинистых пород волинского уровня в основном расположены в поле пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 4, питающихся продуктами размыва пород “вулканических” провинций (рис. 4г). Фигуративные точки глинистых пород редкинско-региоруса можно видеть как в поле пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 4, так и в полях пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 (крупные реки) и 2 (реки, дренирующие области распространения осадочных пород). Точки состава глинистых пород котлинского региоруса сосредоточены на данном графике в основном в поле пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных крупных рек и рек, питающихся продуктами размыва осадочных пород. Наиболее ярко указанная тенденция проявлена при сравнении положения на указанной диаграмме усредненных точек состава глинистых пород венда (рис. 4д). Все сказанное находится в довольно хорошем соответствии с результатами исследований, полученными общегеологическими методами.

Ранее в публикации (Маслов, Подковыров, 2022) показано, что распределение средних точек состава аргиллитов разных свит волинской, могилев-подольской и каниловской серий Подольского Приднестровья на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых участков современных рек дает основание считать, что во время накопления тонкозернистых осадков грушкинской свиты в области сноса преобладали вулканические породы. В могилевское и ярышевское время доля их предположительно снизилась, и поступавшая в область осадконакопления тонкая алюмосиликокластика представляла смесь продуктов размыва вулканических и осадочных пород, транспортировавшуюся реками категорий 4 (реки, дренирующие вулканические комплексы), 1 (крупные реки) и 2 (реки, текущие преимущественно по областям развития осадочных пород). В нагорянское и даниловское время поставщиками основной массы осадочного

материала в бассейн являлись, по всей видимости, крупные реки и реки, дренировавшие осадочные породы, а во время накопления жарновской и студеницкой свит на палеоводосборах присутствовали также породы кристаллического фундамента ВЕП.

Юго-Восточная Польша. Венд-нижнекембрийская последовательность здесь также представлена терригенными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. Разрез начинается полимиктовыми конгломератами и крупнозернистыми песчаниками с подчиненными им коричневыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками формации Жуков (мощность до 58 м) (Paczeńska, 2014). Выше следует формация Славатыч (мощность ~317 м); она представлена базальтами, туфами, туфо-лавовыми агломератами и брекчиями базальтов, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туффитами (Стратиграфия..., 1979; Paczeńska, 2014 и др.). Обе формации принадлежат волинской серии (Poręga et al., 2020 и ссылки там) (рис. 2). Инофациальным аналогом формации Славатыч рядом авторов (Poręga et al., 2020 и ссылки там) считается формация Теремиски (мощность ~10 м), сложенная полимиктовыми конгломератами с редкими прослоями туфов. Накопление указанных образований связано с формированием Волинской/Волинско-Брестской КМП.

Залегающая выше семятычская формация (мощность 21–111 м), которая в работе (Стратиграфия..., 1979) часто именуется “аркозовой свитой”, обладает заметной фациальной изменчивостью. В одних ее разрезах присутствуют крупнозернистые шоколадно-коричневые и пестроцветные песчаники и полимиктовые конгломераты, в других наблюдаются средне- и мелкозернистые аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Южный ареал формации объединяет мелкозернистые песчаники и аргиллиты; доля последних здесь выше, чем в других районах. Перекрывающая ее формация Бялополе (мощность 28–90 м) – это преимущественно светло- и темно-серые мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Данный стратон сопоставляется с верхней частью семятычской формации (Paczeńska, 2014). Обе формации относятся к редкинскому региорусу.

Котлинский стратиграфический уровень представлен формациями Лопенник/Люблин и Влодава; в верхней части последней проводится граница венда/эдиакария и кембрия (Moczyłowska, 2008; Paczeńska et al., 2008). Формация Лопенник/Люблин (мощность 21–109 м) сложена пакетами и пачками тонкого чередования мелкозернистых частей с диагональной, линзовидной и горизонтальной слоистостью песчаников (доля их в разрезах свиты снижается в юго-западном направлении) и темно-серых аргиллитов и алевролитов. Формация Влодава (мощность 64–101 м) объединяет

песчаники различной зернистости с глауконитом, а также прослой аргиллитов и глин (Paczeńska, 2014).

К нижнему кембрию (терренувию) на рассматриваемой территории принадлежит мазовецкая формация (мощность до 130 м) (Francovschi et al., 2023), объединяющая глауконит-кварцевые песчаники с интервалами чередования глинистых пород и песчаников.

По данным (Paczeńska, Poprawa, 2005; Poprawa, Paczeńska, 2002; Paczeńska, 2010, 2014), накопление формаций Жуков и Теремиски происходило в обстановках разветвленных рек и аллювиальных конусов. Семятычская формация – результат осадконакопления в обстановках аллювиальных конусов, разветвленных и анастомозирующих рек (реки такого типа имеют несколько русел, которые разделяются и вновь соединяются друг с другом, образуя сетчатую структуру). Формация Бялополе объединяет отложения сублиторальных каналов и межрусловых отмелей. Формация Лопенник/Люблин накапливалась в основном в условиях смешанных, песчано-илистых приливных отмелей. Нижняя и средняя (эдиакарская) части формации Влодава – отложения смешанных и илистых приливных отмелей. Верхняя (нижнекембрийская) ее часть формировалась в мелководно-морских обстановках при преобладании волнения (Paczeńska, 2014). Мазовецкая формация накапливалась в прибрежных и открыто-морских обстановках (Paczeńska, Poprawa, 2005).

Основываясь на датировках обломочного циркона, выделенного из конгломератов формации Жуков, авторы публикаций (Nabryn et al., 2020; Jewuła et al., 2022 и ссылки там) считают, что источники кластики в это время располагались на Балтийском щите. В публикации (Francovschi et al., 2023) показано, что накопление осадочных толщ конца эдиакария–начала кембрия на территории Юго-Восточной Польши контролировалось поступлением обломочного материала в основном со стороны Балтийского щита (свекофенниды, Данополонский ороген и др.). В доминопольское время на фоне крупной тектонической перестройки произошло изменение системы питания – материал в бассейн осадконакопления стал поступать как из областей развития пород свеко-норвежского и свекофеннского орогенов, так и с территории Карельско-Кольского кратона. Источником кластики в это время являлся, вероятно, и неопротерозойский ороген на юго-западе Балтики.

Котлинский стратиграфический уровень венда и нижний кембрий Юго-Восточной Польши охарактеризованы данными о валовом химическом составе (методы рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и ИСП МС) 19 образцов глинистых пород, заимствованными из публикации (Jewuła et al., 2022). Фигуративные точки глинистых пород на диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$

расположены в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины) (рис. 5а). Локализация их на графике $Zr/Sc - Th/Sc$ указывает на доминирование в составе тонкой алюмосиликокластики материала первого седиментационного цикла (рис. 5б). Он поступал в область осадконакопления в основном в результате эрозии кислых магматических пород, как можно предположить на основе распределения фигуративных точек глинистых пород котлинского региояруса и нижнего кембрия на диаграмме $Cr/Th - Th/Sc$ (рис. 5в). На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ точки котлинских аргиллитов локализованы в полях состава пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2, а также в поле пелитовых фракций донных осадков рек категории 3 (реки, питающиеся материалом размыва магматических и метаморфических террейнов). Примерно такое же распределение характерно и для фигуративных точек глинистых пород нижнего кембрия, но представляется, что они все же несколько сдвинуты в сторону полей состава пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (среднее значение $(La/Yb)_N$ для них составляет 10.0 ± 1.5 , тогда как для котлинских аргиллитов – 10.4 ± 1.9) (рис. 5г). Исходя из сказанного, можно сделать вывод, что в конце венда и начале кембрия источниками тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей Юго-Восточной Польши являлись комплексы кристаллических пород фундамента ВЕП и осадочные образования, продукты размыва которых транспортировались в приемные бассейны достаточно крупными речными артериями.

На территории **Беларуси и Волыни** к венду и нижнему кембрию принадлежат вильчанская, волынская, валдайская и балтийская серии (Геология..., 2001; Стратиграфические..., 2010) (рис. 2). В публикации (Jewuła et al., 2022) аналитические данные для глинистых пород вильчанской серии отсутствуют, поэтому далее мы охарактеризуем три другие серии. В указанной работе данные по химическому составу аргиллитов приведены отдельно для: 1) Западной Беларуси и Волыни и 2) Восточной Беларуси. Такой подход используем и мы.

Отложения волынского этапа (горбашевская, ратайчицкая, лиозненская, гирская, клецкая, видиборская и другие свиты) представлены в нижней части крупно- и разномерными аркозовыми песчаниками и гравелитами, конгломератами и глинистыми алевролитами (Геология..., 2001; Свешников и др., 2010; Paszkowski et al., 2019). По данным (Палеогеография..., 1980), горбашевская свита объединяет речные и пролювиальные отложения. Выше залегают вулканические туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты,

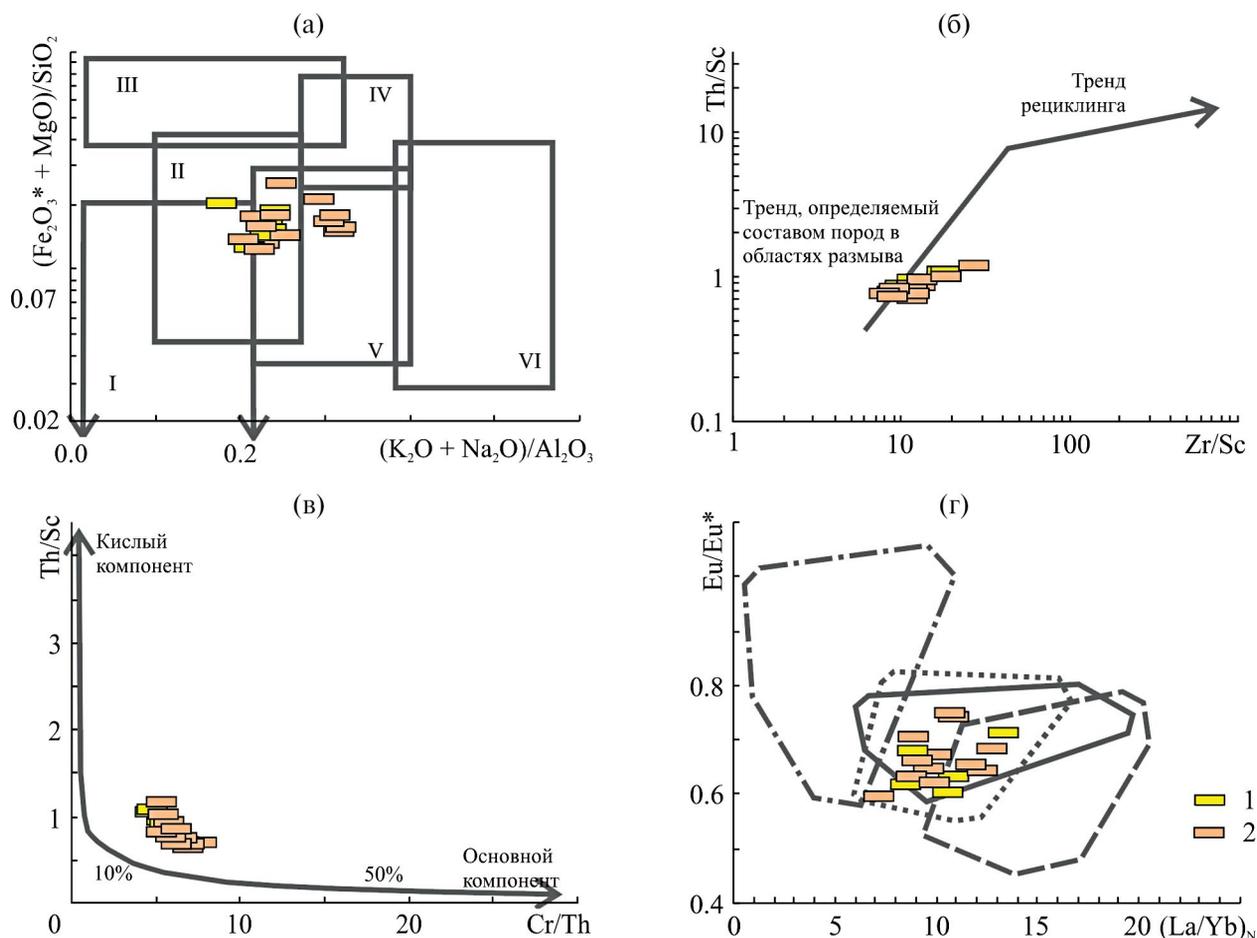


Рис. 5. Распределение точек состава аргиллитов венда и нижнего кембрия Юго-Восточной Польши на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $Zr/Sc - Th/Sc$ (б), $Cr/Th - Th/Sc$ (в), $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (г). 1 – аргиллиты котлинского региояруса, 2 – аргиллиты нижнего кембрия. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

базальты, андезиты, андезидациты, дациты, песчаники, алевролиты и глины. В ряде разрезов присутствуют песчано-глинистые породы с дресвяно-гравийным материалом и дресвяно-щебенчатые брекчии. Вверх они сменяются глинами и глинистыми алевролитами с прослоями разнозернистых и мелкогравийных песчаников. В большинстве пород присутствует переотложенный вулканогенный материал, иногда встречаются туфо-алевролиты и туфопесчаники (Геология..., 2001). Формирование всех перечисленных образований связано с Волынской/Волынско-Брестской КМП (Kuzmenkova et al., 2011; Shumlyanskyu et al., 2016; Paszkowski et al., 2019).

На протяжении редкинского времени (низовская, селявская и черницкая свиты) на территории Волыни и Беларуси формировались аркозовые и полевошпатово-кварцевые крупно- и грубозернистые, иногда с гравием, песчаники, алевролиты и их глинистые разновидности, аргиллиты и глины; иногда среди них встречаются измененные пепловые туфы (Махнач, Веретенников, 2001; Махнач и др., 2005).

Отложения котлинского этапа (котлинская свита) включают грубозернистые и гравийные кварц-полевошпатовые песчаники с линзами и прослоями аргиллитоподобных глин и гравелитов, пачки переслаивания алевритистых глин, алевролитов и аркозовых песчаников различной зернистости.

По данным (Paszkowski et al., 2019), источником основной части обломочного циркона для развитых на территории Беларуси отложений волынского, редкинского и котлинского этапов являлась Сарматия; часть кристаллов с мезопротерозойскими возрастными поступала за счет размыва гранитов и гнейсов Данополонского орогена и гранитов рапакиви Юго-Западной Фенноскандии. Еще одним источником кластики (обломочный циркон с возрастом 579–545 млн лет) представляется Волынская/Волынско-Брестская КМП.

К раннекембрическому этапу на рассматриваемой территории принадлежат полевошпатово-кварцевые с глауконитом песчаники, алевролиты и глины, сменяющиеся глинами с прослоями

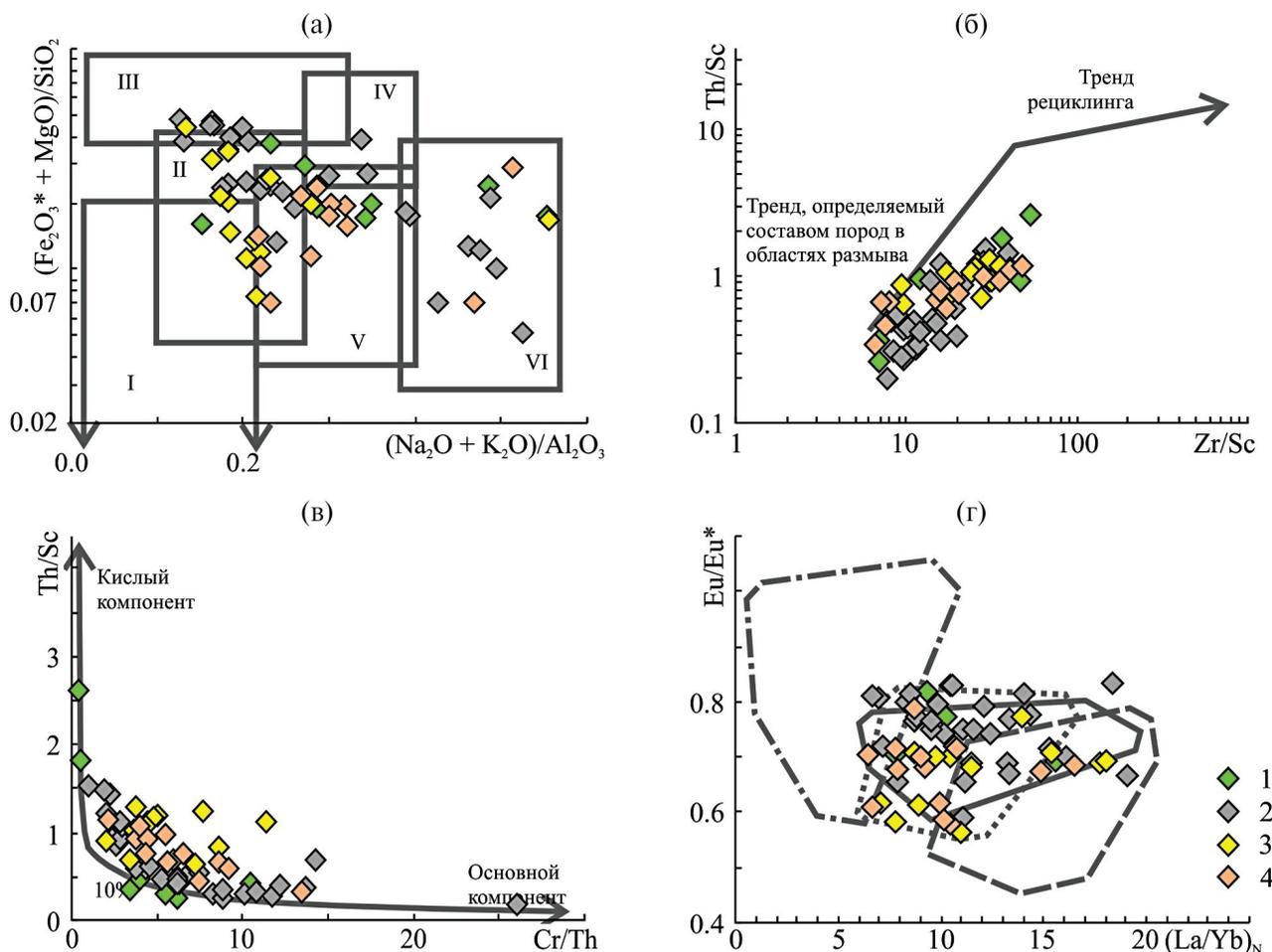


Рис. 6. Распределение фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $Zr/Sc - Th/Sc$ (б), $Cr/Th - Th/Sc$ (в), $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (г). 1 – глинистые породы волынской серии; 2 – аргиллиты редкинського регіонаруса; 3 – аргиллиты котлинського регіонаруса; 4 – глинистые породы нижнего кембрия. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

кварцевых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников с глауконитом и, иногда, гравелитов (рытская, рудаминская, страдечская и лонтоваская свиты) (Геология..., 2001; Стратиграфические..., 2010). Источниками обломочного материала для них могли быть породы Тиманского орогена или Скифский террейн (Paszowski et al., 2019).

По данным авторов публикаций (Палеогеография..., 1980; Аксенов, 1985; Jewuła et al., 2022 и ссылки там), накопление отложений волынского этапа на территории Западной Беларуси и Волыни происходило в пролювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских обстановках. В разрезах редкинського уровня наблюдаются аллювиальные, озерные и прибрежно-морские образования, а для котлинско-нижнекембрийского интервала характерны и аллювиальные, и прибрежно-морские отложения. В Восточной Беларуси для волынского и редкинського времени характерны аллювиальные

(в том числе русловые и пойменные), прибрежно-морские (в том числе приливно-отливные) и мелководно-морские образования, тогда как позднее здесь формировались как аллювиальные, так и прибрежно-морские/приливно-отливные осадочные ассоциации.

Для венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни в нашем распоряжении имеется 65 результатов РФА и ИСП МС анализа валового химического состава глинистых пород, заимствованных из работы (Jewuła et al., 2022). Фигуративные точки глинистых пород на графике $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ в основном расположены в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины), III (преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины). Около 15% точек состава аргиллитов, в основном редкинського регіонаруса, присутствует и в поле VI (иллитовые

со значительной примесью дисперсных полевых шпатов глины) (рис. 6а). Исходя из распределения точек состава аргиллитов венда и нижнего кембрия на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ (рис. 6б), мы считаем, что они сложены преимущественно материалом первого седиментационного цикла. Такого же мнения придерживаются и авторы публикации (Jewuła et al., 2022). Положение фигуративных точек глинистых пород всего рассматриваемого нами стратиграфического интервала на диаграмме $Cr/Th-Th/Sc$ примерно такое же, как и глинистых пород сходного возраста Подольского Приднестровья, но есть и некоторые отличия. Так, и глинистые породы волынского времени, и более молодые тонкозернистые обломочные породы сложены в основном продуктами размыва магматических пород кислого состава. Доля основной тонкой алюмосиликокластики в них не превышает 30%, тогда как в глинистых породах редкинско-котлинского региона Подольского Приднестровья количество ее достигает и 50%. Аргиллиты волынского стратиграфического уровня в Западной Беларуси и Волыни также сложены преимущественно продуктами размыва кислых магматических пород (рис. 6в). На диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ подавляющее число фигуративных точек глинистых пород волынской, валдайской и балтийской серий сконцентрировано в полях состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых участков современных рек категорий 1 и 2 (рис. 6г). При этом небольшая часть точек расположена и в областях перекрытия указанных полей как с полем состава пелитовой фракции приустьевых частей современных рек категорий 3 (реки, дренирующие террейны, сложенные магматическими и метаморфическими породами), так и с полем 4 (реки, питающиеся продуктами размыва пород вулканических областей). Это позволяет предполагать, что слагающая осадочные толщи венда и нижнего кембрия данного субрегиона тонкая алюмосиликокластика транспортировалась в приемные бассейны как крупными реками и реками, питавшимися продуктами размыва осадочных пород, так и реками, дренировавшими комплексы пород кристаллического фундамента и породы вулканических областей. В качестве последней могла, очевидно, выступать Волынская/Волыньско-Брестская КМП, но, как мы отмечали выше, роль ее не была, вероятно, значительной.

Глинистые породы волынского, редкинско-котлинского стратиграфических уровней венда Восточной Беларуси представлены в нашей выборке 73 результатами РФА и ИСП МС анализов, заимствованными из работы (Jewuła et al., 2022). На диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^*+MgO)/SiO_2$ точки состава аргиллитов волынского времени расположены в основном в области перекрытия полей IV (хлорит-иллитовые глины) и V (хлорит-сметит-иллитовые глины) (рис. 7а). Фигуративные точки глинистых

пород редкинско-котлинского уровней, характеризующихся меньшими значениями $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$, чем волыньские аргиллиты, сосредоточены преимущественно в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V. Так же как и глинистые породы венда и нижнего кембрия других регионов, аргиллиты Восточной Беларуси являются породами первого седиментационного цикла, как это следует из расположения их точек состава на графике $Zr/Sc-Th/Sc$ (рис. 7б). Распределение фигуративных точек аргиллитов волынской и валдайской серий на диаграмме $Cr/Th-Th/Sc$ (рис. 7в) свидетельствует о преобладании в их составе продуктов размыва кислых магматических образований, доля которых превышает, вероятно, 80%. Это сопоставимо с долей такой алюмосиликокластики в глинистых породах венда-нижнего кембрия Юго-Восточной Польши, Литвы и окрестностей г. Санкт-Петербурга. На диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ точки состава глинистых пород волынского этапа расположены в поле состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 3 и области перекрытия его с полями такой же фракции донных осадков рек категорий 1 и 2 (рис. 7г). Примерно такое же распределение наблюдается и для фигуративных точек глинистых пород редкинско-котлинского региона. Точки котлинских аргиллитов Восточной Беларуси обладают несколько меньшими величинами $(La/Yb)_N$ и вследствие этого в основном присутствуют в полях состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 (крупные реки) и 2 (реки, питающиеся в основном продуктами эрозии осадочных пород). Это хорошо видно по расположению усредненных точек состава аргиллитов всех рассматриваемых нами уровней (рис. 7д).

Ранее уже было установлено, что процессы накопления осадочных толщ волынской, валдайской и балтийской серий на территории Беларуси контролировались преимущественно речными системами, похожими на современные крупные реки и реки, дренирующие осадочные образования (Маслов, Подковыров, 2024). Распределение фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$ с полями состава пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей различных категорий современных рек позволило также предположить, что магматические породы основного состава Волынской/Волыньско-Брестской КМП не были источниками существенного объема тонкой алюмосиликокластики.

В Литве рассматриваемый нами стратиграфический интервал представлен преимущественно отложениями котлинского региона и нижнего кембрия (Геология..., 1961; Jankauskas et al., 2002;

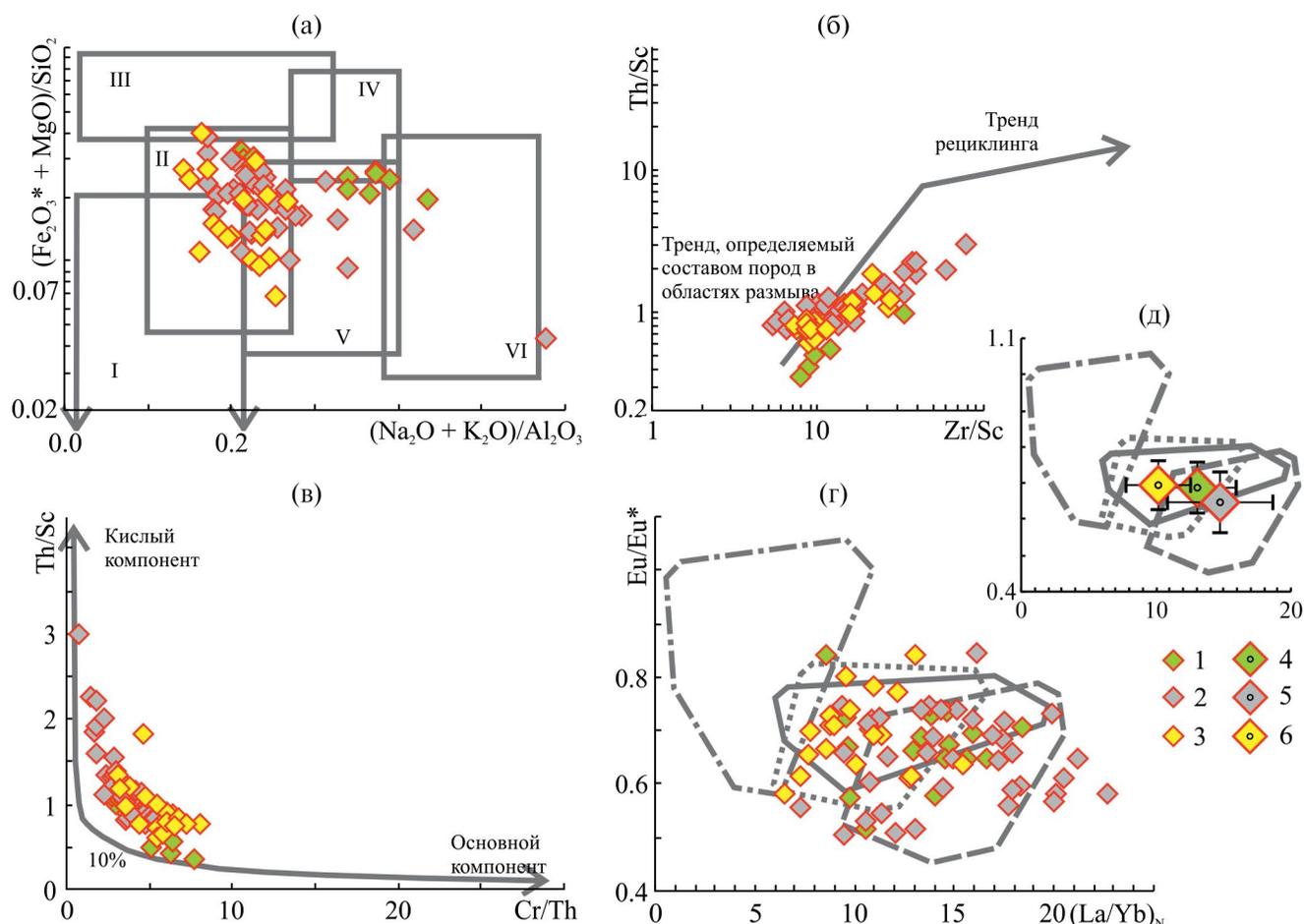


Рис. 7. Положение точек состава глинистых пород венда и нижнего кембрия Восточной Беларуси на диаграммах $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (а), $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ (б), $\text{Cr}/\text{Th} - \text{Th}/\text{Sc}$ (в), $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{Eu}/\text{Eu}^*$ (г, д). 1–3 – глинистые породы (1 – волынской серии, 2 – редкинского региояруса, 3 – котлинского региояруса); 4–6 – усредненные точки состава глинистых пород (4 – волынской серии, 5 – редкинского уровня, 6 – котлинского уровня). Остальные условные обозначения см. рис. 4.

Jankauskas, 2002a, 2002b). Менее широко распространены здесь образования волынского и редкинского этапов (рис. 2).

Волынскому этапу в Литве отвечают, по всей видимости, янюшайская и мяркиская (мощность 0–25 м) свиты (Стратиграфические..., 2010), объединяющие кварц-полевошпатовые фангломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глины (Васильев, 1980; Jankauskas, 2002a). Мяркиская свита рассматривается как совокупность элювиальных, коллювиальных, пролювиальных и частично водных осадков, выполнявших депрессии на поверхности кристаллического фундамента (Сакалаускас, 1968; Палеогеография..., 1980 и др.).

Редкинскому региоярису соответствует рудникская свита (Jankauskas, 2002a; Стратиграфические..., 2010), сложенная внизу красноцветными гравелитистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов,

а сверху – алевролитами и глинистыми их разностями (Васильев, 1980).

На котлинском этапе формировались красно-бурые мелко- и крупнозернистые пески и песчаники с пропластками глин, толща переслаивания красноцветных глин, алевролитов, аркозовых песков и песчаников и гравелитов, а также серые тонкополосчатые, с пропластками песчаников с карбонатным цементом, глины и пачки переслаивания глин, алевролитов, песков и песчаников, принадлежащие свитам Пагирай, Скинимай и Вилкишкис (Jankauskas et al., 2002; Jankauskas, 2002a). Мощности котлинских отложений ~140 м.

В разрезах нижнего кембрия (мощность более 90 м) наблюдаются темно-серые глины и алевролиты с пропластками глауконитсодержащих песчаников, пачки песчаников с глауконитом и подчиненными им прослоями глин и алевролитов, голубовато-серые и пестроцветные глины с прослоями кварцевых песчаников, а также песчаники

в чередовании с темно-серыми глинами и алевролитами (Jankauskas, 2002b; Cyziene et al., 2005).

Венд и нижний кембрий Литвы охарактеризован данными о валовом химическом составе 35 образцов глинистых пород. Они получены методами РФА и ИСП МС и заимствованы из публикации (Jewuła et al., 2022). На графике $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ точки состава аргиллитов волынской серии расположены в полях V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и VI (иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов глины) (рис. 8а). Фигуративные точки глинистых пород валдайской серии и нижнего кембрия данного региона сосредоточены в полях I, II и V. В их составе присутствует преимущественно материал первого цикла седиментации (рис. 8б). Доля продуктов размыва основных магматических пород в аргиллитах всех стратиграфических уровней венда и нижнего кембрия Литвы не превышает 20% (рис. 8в). Расположение точек состава глинистых пород волынской серии

на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ предполагает их формирование за счет тонкой алюмосиликокластики, сходной с пелитовой фракцией донных осадков приустьевых частей современных рек категории 4, в то время как фигуративные точки аргиллитов котлинского стратиграфического уровня и нижнего кембрия Литвы локализованы в полях состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1, 2 и 3 (рис. 8г).

В окрестностях г. Санкт-Петербурга к рассматриваемому нами стратиграфическому интервалу принадлежат валдайская и балтийская серии (рис. 2). В основании валдайской серии залегает старорусская свита (мощность 50 м) редкинского горизонта (Подковыров и др., 2017 и ссылки там). Ее нижняя часть представлена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов или аргиллитами с линзами глинистых пудинговых песчаников, а верхняя сложена пестроцветными аргиллитами. Накопление старорусской свиты происходило в обстановках

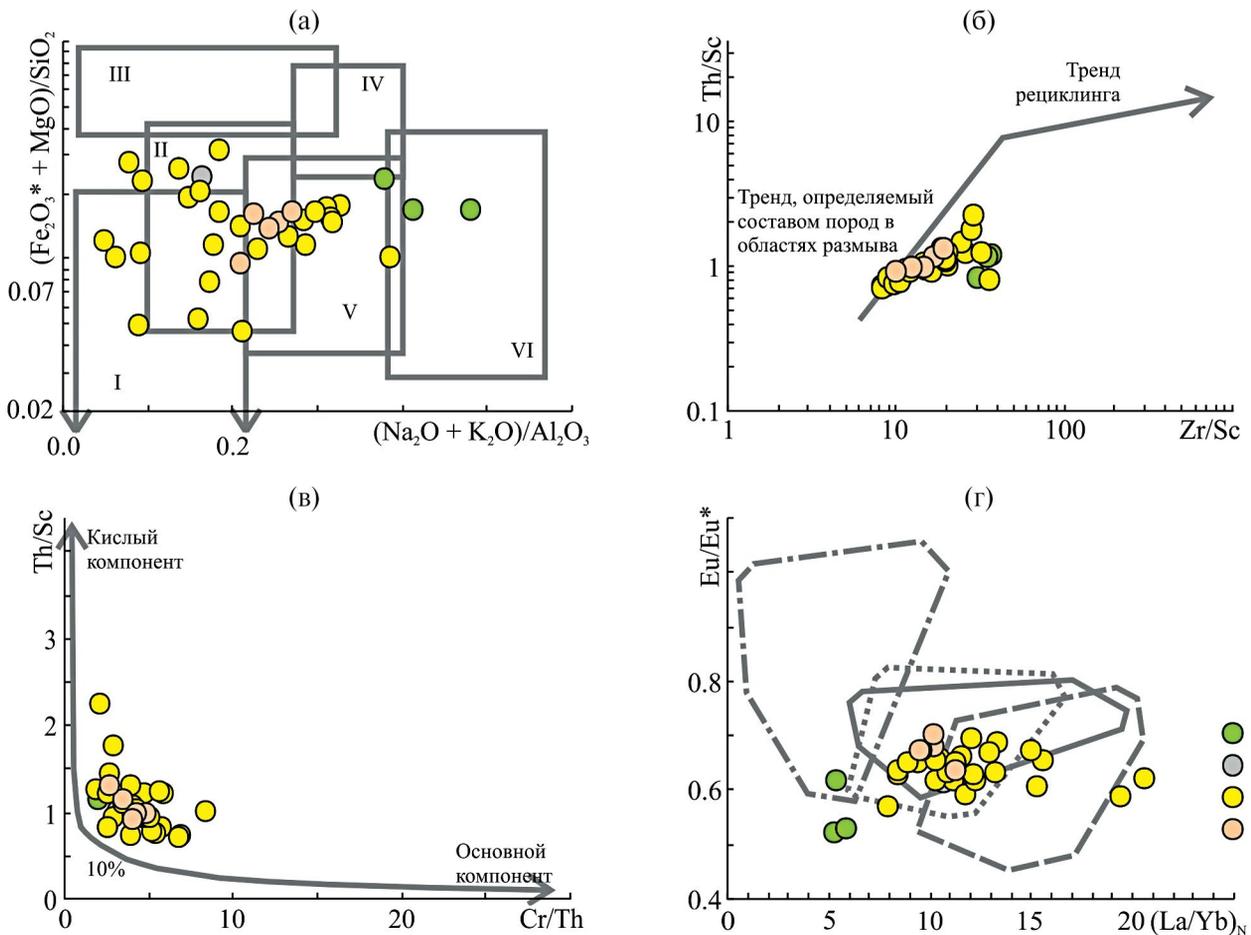


Рис. 8. Положение точек состава аргиллитов венда и нижнего кембрия Литвы на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $Zr/Sc - Th/Sc$ (б), $Cr/Th - Th/Sc$ (в), $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (г). 1 – глинистые породы волынской серии; 2 – глинистые породы редкинского региояруса; 3 – аргиллиты котлинского региояруса; 4 – глинистые породы нижнего кембрия. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

подводных конусов рек, зон слабых течений и волнений морского мелководья (Подковыров, 2010).

Котлинский возраст имеет василеостровская свита (мощность до 170 м), объединяющая буровато- и зеленовато-серые алевроаргиллиты и серые слюдястые песчаники, а также зеленовато- и голубовато-серые ламинаритовые глины с прослоями песчаников (Подковыров и др., 2017). Накопление исходных для них осадков происходило в обстановках циклической миграции фациальных поясов “зона субаэральных и прибрежных морских равнинных отложений—зона слабого волнения и течений—зона застойных депрессий сублиторали” в условиях относительно высокого стояния уровня моря (Подковыров, 2010).

К нижнему кембрию мы, вслед за белорусскими и польскими специалистами, относим воронковскую, ломоносовскую и сиверскую свиты. Воронковская свита (мощность до 15 м) сложена полевошпатово-кварцевыми песчаниками, голубовато- и табачно-серыми аргиллитами, а также песчанистыми алевролитами (Гаген-Торн, 2012). В ее кровле присутствуют ярко-желтые глины с лепидокрокитом. Ломоносовская свита (мощность до 45–50 м) объединяет кварцевые песчаники, алевролиты и зеленовато-серые песчано-алевритистые глины. Сиверская свита (горизонт “синих глин”, мощность 100–130 м) представлена зеленовато- и красновато-серыми глинами с редкими прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов.

По данным (Ивлева и др., 2016, 2018), источниками кластики для пород редкинского региона являются архейские и палеомезопротерозойские блоки фундамента, а также нижнерифейские осадочные образования. Породы василеостровской свиты сложены продуктами эрозии как Балтийского щита, так и Тиманского орогена. Но это не единственная точка зрения.

Глинистые породы редкинского, котлинского и нижнекембрийского стратиграфических уровней окрестностей г. Санкт-Петербурга охарактеризованы оригинальными данными 63 химических анализов (метод “мокрой химии”, банк данных PRECSED, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) и 48 результатами ИСП МС анализа, выполненного в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). На графике $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ точки состава редкинских аргиллитов расположены в основном в полях I и II (рис. 9а), тогда как фигуративные точки глинистых пород котлинского региона и нижнего кембрия — в полях II и V. Локализация точек аргиллитов на диаграмме $Cr/Th - Th/Sc$ (рис. 9б) дает основание считать, что они, как и глинистые породы большинства рассматриваемых нами регионов, сложены продуктами размыва кислых магматических пород. На диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ точки аргиллитов валдайской и

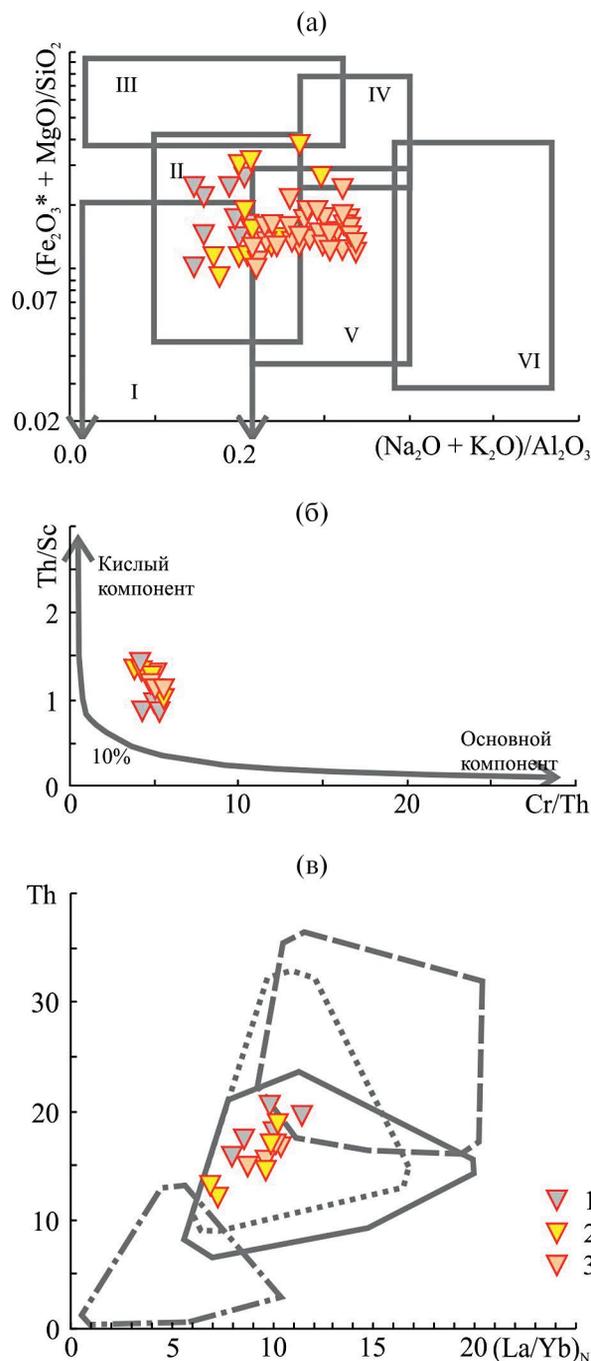


Рис. 9. Распределение фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия окрестностей г. Санкт-Петербурга на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $Cr/Th - Th/Sc$ (б), $(La/Yb)_N - Th$ (в).

1 — глинистые породы редкинского региона; 2 — аргиллиты котлинского региона; 3 — глинистые породы нижнего кембрия. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

балтийской серий находятся в области перекрытия полей состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (рис. 9в).

В Юго-Восточном Беломорье к редкинскому региону относятся лямичская, верховская

и зимнегорская свиты, к котлинскому региоярсу принадлежит ергинская свита, а раннекембрийский возраст имеет падунская серия (рис. 2) (Алексеев и др., 2005; Гражданкин, Маслов, 2015; Кузнецов и др., 2015). Редкинский стратиграфический уровень (мощность до 500 м) представлен здесь циклическим чередованием пачек тонкослоистых глин и пакетов тонкого переслаивания глин и алевролитов с прослоями светло-серых песчаников, песчаниками и пачками тонкого переслаивания алевролитов и глин, гравелитами и конгломератами, шоколадно-коричневыми глинами с вулканическими туфами и фиолетово-серыми песчаниками. Ергинская свита (мощность до 150 м) объединяет толщу чередования аргиллитов, алевролитов и желтовато-серых песчаников и пестроцветные алевролиты и глины с пластами песчаников. Падунская серия (мощность ~400 м) сложена преимущественно красноцветными песчаниками и глинистыми породами. По данным

(Гражданкин, 2003), формирование осадочных толщ венда Юго-Восточного Беломорья произошло на приустьевом взморье при наступании на последнее дельтовое системы со стороны Канино-Тиманского складчатого пояса.

Глинистые породы редкинского и котлинского уровней Юго-Восточного Беломорья охарактеризованы данными 67 анализов, выполненных методами “мокрой химии” и РФА (банк данных PRECSED, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), и 33 анализов, выполненных методом ИСП МС (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). На диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ фигуративные точки аргиллитов указанных стратиграфических уровней расположены почти исключительно в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины) (рис. 10а). Сложены они, как и глинистые породы венда других регионов, материалом первого седиментационного цикла (рис. 10б). В составе редкинских аргиллитов присутствует несколько большее количество

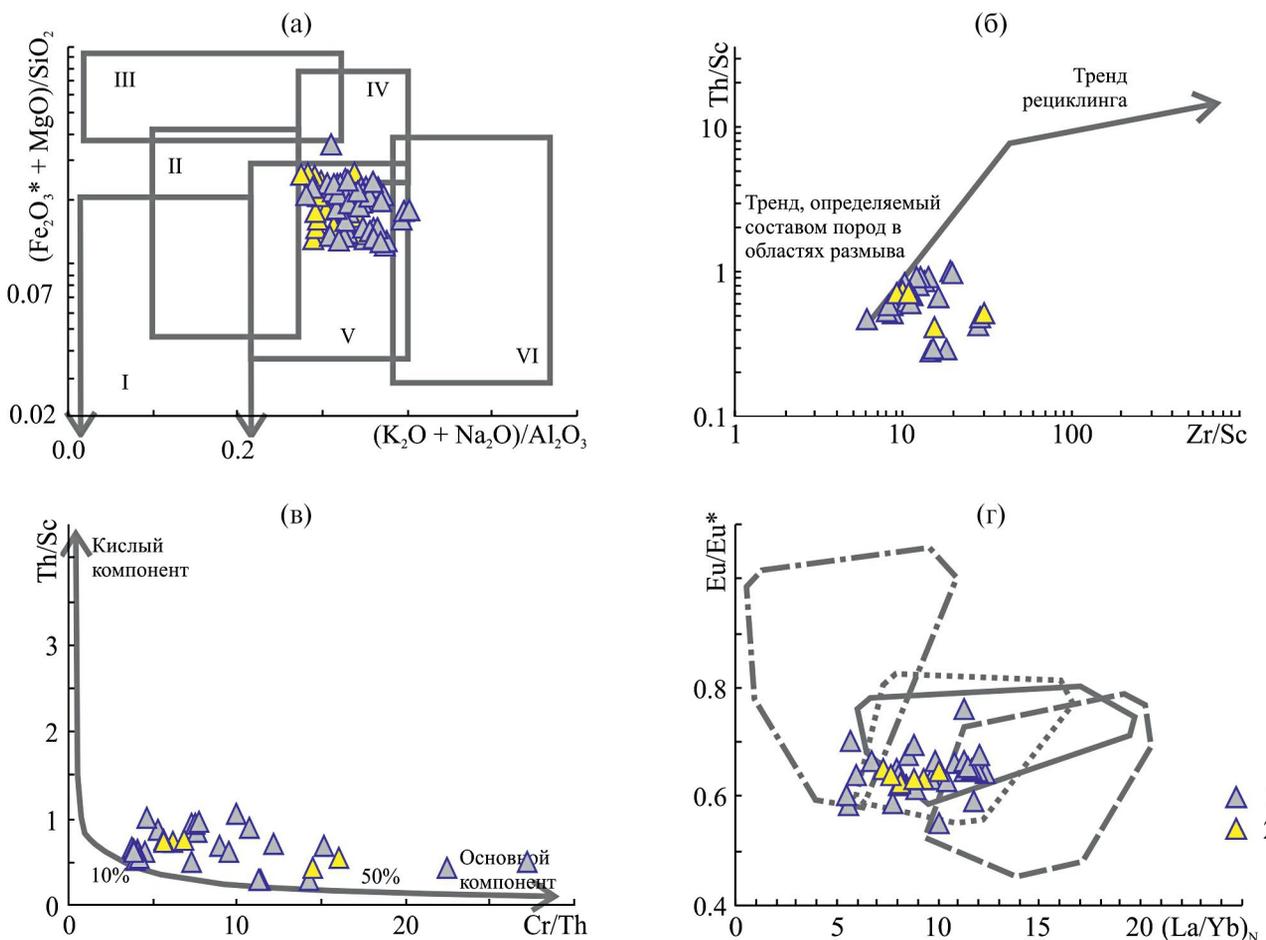


Рис. 10. Положение точек состава аргиллитов венда Юго-Восточного Беломорья на диаграммах $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (а), $Zr/Sc - Th/Sc$ (б), $Cr/Th - Th/Sc$ (в), $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (г). 1 – аргиллиты редкинского региоярса; 2 – аргиллиты котлинского региоярса. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

продуктов размыва основных магматических пород, чем в котлинских аргиллитах (рис. 10в). На диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ фигуративные точки и тех и других сконцентрированы в полях состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2 (рис. 10г). Это предполагает, что осадочные последовательности верхнего венда данного региона формировались за счет материала, транспортировавшегося в приемный бассейн реками, имевшими значительную площадь водосборов. Последние были сложены либо достаточно разнообразным комплексом пород, либо преимущественно осадочными образованиями. Относительно положения водосборов единая точка зрения у исследователей отсутствует. В публикациях (Гражданкин, 2003; Маслов и др., 2009) основной питающей провинцией для осадочных толщ венда Юго-Восточного Беломорья считается Тиманский ороген. В работах (Кузнецов и др., 2014, 2015) высказано предположение о том, что в венде названный ороген источником кластики не являлся.

На территории **Арктической Норвегии** (п-ов Дигермулен, район Танафьорда) криогениво-раннекембрийский возраст имеет серия Вестертана, объединяющая формации Смальфьорд, Ньюборг, Мортенсенес, Стахпогедди и Брейдвика (Meinhold et al., 2022 и ссылки там). Формации Смальфьорд и Мортенсенес сложены гляциальными отложениями. Формация Смальфьорд сопоставляется с гляциопериодом Марино, а формация Мортенсенес — с оледенением Гаскье (Rice et al., 2011; Rooney et al., 2015; Shields-Zhou et al., 2016). Иная точка зрения высказана в публикации (Kumpulainen et al., 2021). Формация Стахпогедди подразделяется на толщи Лиллеваннет, Индрилва и Мандрапсельва. Этот стратон объединяет глинистые породы, алевролиты, полевошпатовые, субаркозовые и кварцевые песчаники и иногда конгломераты (в толще Мандрапсельва есть карбонатные прослои и конкреции) и представлен трансгрессивной последовательностью отложений от флювиальных внизу до типично морских (турбидитовых) вверху (Banks et al., 1971; Banks, 1973). Формация Брейдвика также сложена морскими образованиями (Banks et al., 1971). В породах формаций Ньюборг и Мортенсенес и толще Лиллеваннет индикаторы палеотечений ориентированы на северо-запад и север, в породах толщи Индрилва на восток, а в более молодых отложениях — на юго-запад. Ископаемые эдиакарского типа впервые появляются у подошвы толщи Индрилва (McIlroy, Brasier, 2017; Agic et al., 2022). Граница эдиакария и кембрия проводится примерно в средней части толщи Мандрапсельва (Ebbestad et al., 2022 и др.). Соответственно, мы условно сопоставляем формации Ньюборг и Мортенсенес с довалдайским, толщи Лиллеваннет и Индрилва — с редкинским, а нижнюю часть толщи

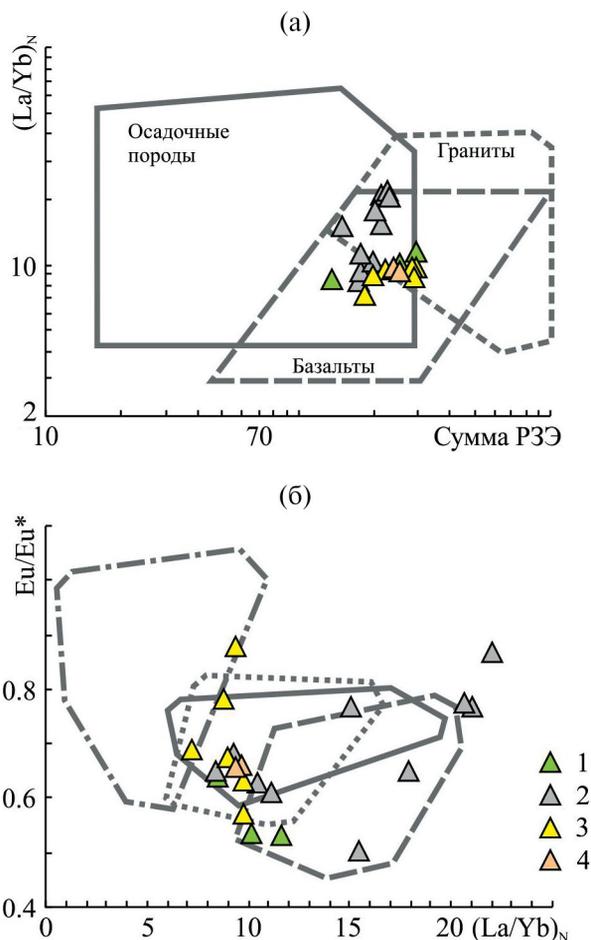


Рис. 11. Положение фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Арктической Норвегии на диаграммах $РЗЭ - (La/Yb)_N$ (а) и $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (б).

1 — довалдайские аргиллиты; 2 — глинистые породы редкинско-региоруса; 3 — глинистые породы котлинско-региоруса; 4 — аргиллиты нижнего кембрия. Остальные условные обозначения см. рис. 4.

Мандрапсельва — с котлинским стратиграфическими уровнями (рис. 2).

Возраст обломочного циркона в песчаниках формации Ньюборг, обнаженных на полуострове Варангер, в основном отвечает 2.0–1.85 млрд лет, подчиненную роль играют кристаллы с возрастом 3.0–2.5 млрд лет (Roberts, Siedlecka, 2012). Это указывает на расположение основного источника сноса в пределах Свекофеннской провинции. Второстепенным источником могла являться Карелия (Meinhold et al., 2022 и ссылки там). Обломочный циркон из песчаников толщи Мандрапсельва, обнажающихся непосредственно южнее п-ва Дигермулен, обладает преимущественно возрастом ~554 млн лет. Кроме того, в составе данной популяции есть циркон с возрастом от 1620 до 930 млн лет и ряд зерен с возрастом ~645 млн лет (Zhang et al., 2015). Расположенные у границы Финляндии

и Норвегии нижнекембрийские песчаники серии Дивидален содержат обломочный циркон с эдиакарским возрастом, зерна с возрастными от ~2000 до 1000 млн лет и несколько кристаллов архейского возраста (Andresen et al., 2014). Все сказанное дает основание предполагать, что источниками кластики для песчаников толщи Мандрапсельва и серии Дивидален являлись как комплексы пород Свекофеннской провинции, так и магматические породы Тиманского орогена (Andresen et al., 2014; Zhang et al., 2015).

Для довалдайских и валдайских, а также нижнекембрийских глинистых пород Арктической Норвегии в нашем распоряжении имеется всего 19 результатов ИСП МС анализа (только содержание РЗЭ), приведенных в работе (Meinhold et al., 2022). На диаграмме РЗЭ— $(La/Yb)_N$ (Yan et al., 2012) фигуративные точки глинистых пород п-ва Дигермулен сконцентрированы в области перекрытия полей осадочных образований, гранитов и базальтов (рис. 11а). Какого-либо определенного вывода из такого их распределения сделать, к сожалению, невозможно. На диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* точки довалдайских и редкинских глинистых пород можно видеть как в поле составов пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 3 (реки, питающиеся продуктами эрозии магматических и метаморфических террейнов), так и в полях пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных крупных рек и рек, транспортирующих продукты эрозии преимущественно осадочных пород (рис. 11б). Точки состава аргиллитов котлинского региона и нижнего кембрия, напротив, сосредоточены в области перекрытия полей пелитовой фракции донных осадков современных рек категорий 1 и 2. Сказанное позволяет предполагать, что в данном регионе с течением времени имело место некоторое снижение продуктов эрозии кристаллических пород в общей доли поступающей в область осадконакопления тонкой алюмосиликокластики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом формирование отложений венда и нижнего кембрия в рассматриваемых в данной работе регионах происходило в аллювиальных конусах, русловых и пойменных зонах, на приливно-отливных равнинах, а также в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках (открытые части крупных заливов, верхний шельф и т.п.). В волинское время на значительной части юго-запада, запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы преобладали континентальные условия. В монографиях (Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987) для этого времени намечено три области осадконакопления: 1) вулканическая область; 2) область с широким

участием пирокластики; 3) область с незначительным участием пирокластики или ее отсутствием. Для первой были типичны базальтовые плато и вулканические горы, а также долины и депрессии с мелководными водоемами. Продукты эрозии частично накапливались у подножий вулканических гор, а частично выносились реками и морскими течениями за пределы данной области. Область распространения туфов, туффов и других туфогенных пород прерывалась к вулканической области с севера и северо-востока.

Наши данные о распределении фигуративных точек глинистых пород волинского времени на диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий позволяют считать, что для Литвы и Подольского Приднестровья питающими провинциями в это время являлись, в том числе, и палеоводосборы, сложенные вулканическими образованиями. Для Восточной Беларуси и Юго-Восточного Беломорья ощутимо влияние продуктов размыва, поставлявшихся реками, протекавшими по магматическим/метаморфическим террейнам, другими словами, по кристаллическому фундаменту ВЕП (рис. 12). Вместе с тем значительную долю обломочного материала для осадочных последовательностей волинского этапа поставляли в области осадконакопления, существовавшие во всех рассматриваемых нами регионах, реки, дренировавшие палеоводосборы, сложенные осадочными образованиями, и крупные реки. Присутствие уже на этом этапе развития территории запада ВЕП последних подтверждается и фактом наличия в породах формации Жуков Юго-Восточной Польши обломочного циркона, заимствованного из пород Фенноскандии (Habryn et al., 2020), т.е. транспортировавшегося более чем на 2000 км.

Для валдайского этапа в целом на юго-западе, западе и северо-западе ВЕП характерно преобладание морских обстановок осадконакопления. В это время здесь существовал обширный эпиконтинентальный бассейн, границами которого являлись возвышенные Балтийский и Белорусско-Мазурский острова и сглаженный Сарматский остров. Основным источником обломочного материала в редкинское время считается Белорусско-Мазурский остров/щит; к северо-западу от него располагались второстепенные источники (локальные поднятия фундамента — Ассамалла, Ульсте, Манысте и др.). Для Волыно-Подольи в качестве источников кластики предполагались и породы Волинской/Волинско-Брестской КМП (Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987). Континентальные отложения элювиально-делювиальных конусов выноса временных потоков и рек в это время характерны для Литвы, Западной Беларуси и Волини, а на территории Польши преобладал размыв ранее

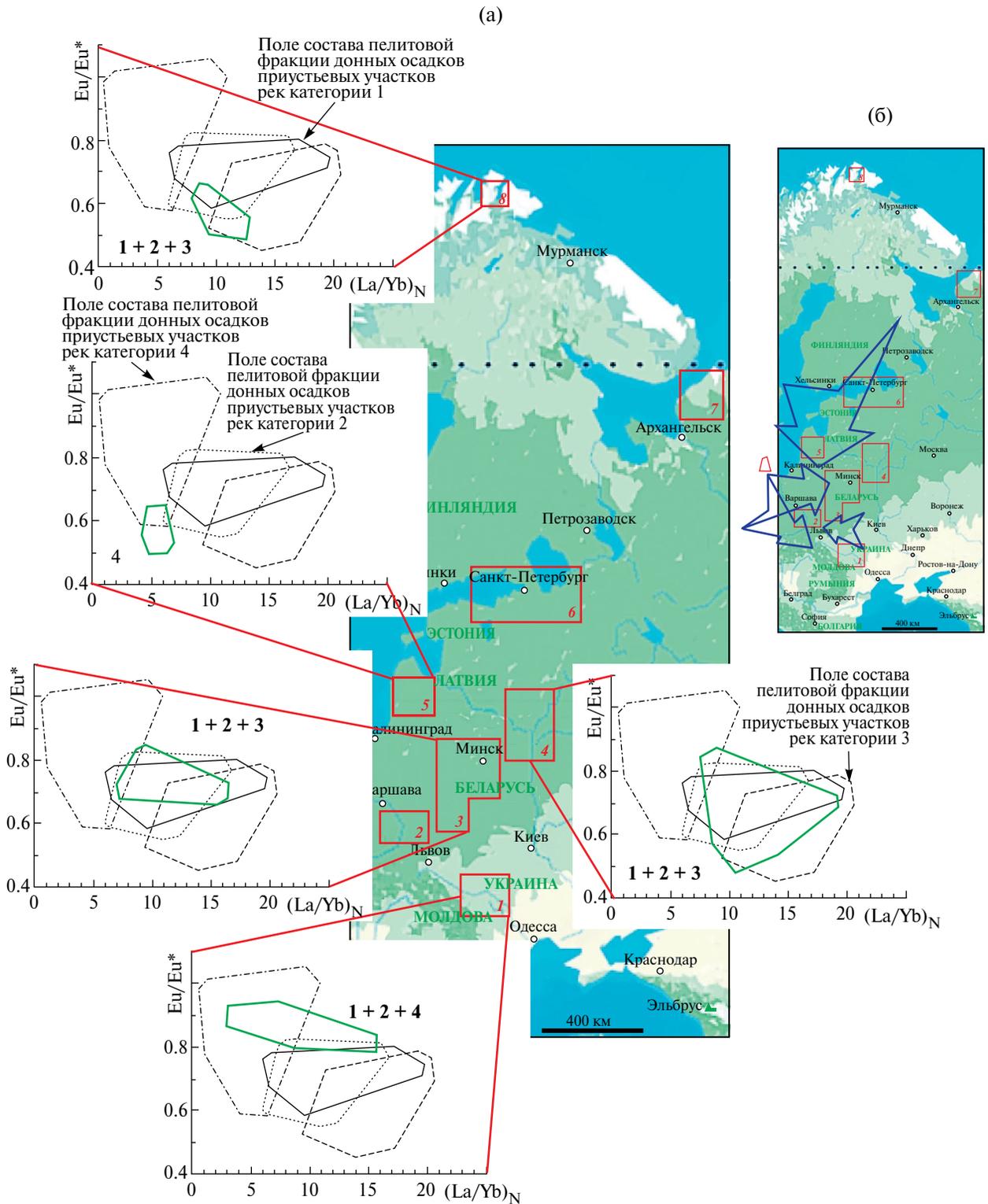


Рис. 12. Распределение полей глинистых пород различных регионов запада Восточно-Европейской платформы (волинское время) на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (а) и предполагаемые, по данным о возрасте популяций обломочного циркона, направления транспортировки кластики (синие стрелки) по (Paszkowski et al., 2019, 2021; Francovschi et al., 2023), с упрощениями (б). Полу жирным шрифтом на графиках обозначены категории рек (расшифровку см. в тексте). Условные обозначения см. рис. 1.

накопившихся образований (Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987).

Положение фигуративных точек глинистых пород редкинское времени на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ с полями состава пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей различных категорий современных рек показывает, что наряду с крупными реками и реками, питавшимися продуктами размыва осадочных образований, транспортировка кластики в области седиментации осуществлялась также реками, дренировавшими магматические и метаморфические породы кристаллического фундамента (реки категории 3) (это свойственно Беларуси и Волини, Юго-Восточному Беломорью и Арктической Норвегии), и реками, протекавшими по районам распространения вулканических ассоциаций (реки категории 4) (Подольское Приднестровье).

Области размыва в начале котлинского этапа оставались примерно теми же, что и в редкинское время (Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987). Распределение фигуративных точек глинистых пород котлинского этапа различных регионов запада ВЕП на графике $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ (рис. 13) показывает, что основными агентами транспортировки тонкой алюмосиликокластики в приемные бассейны в это время являлись крупные реки и реки, питавшиеся тонкой взвесью за счет размыва преимущественно осадочных образований. Этот полученный при анализе геохимических характеристик глинистых пород вывод подтверждается и данными о возрасте популяций обломочного циркона в песчаниках котлинской свиты Беларуси (Paszkowski et al., 2019). Последние характеризуются двумя максимумами на кривой относительной вероятности возрастов — $\sim 1.54-1.50$ и $\sim 1.84-1.80$ млрд лет. Такой циркон широко представлен в породах Сарматии, Фенноскандинавии и о-ва Борнхольм, т.е. и в котлинское время кластика для формирования осадочных последовательностей венда транспортировалась на расстояние до 2000 км. Для Подольского Приднестровья на данном этапе можно предполагать привнос материала из областей, сложенных, в том числе, и вулканическими породами, а для Литвы возможно также поступление тонкой алюмосиликокластики за счет эрозии комплексов пород кристаллического фундамента.

В раннем кембрии имела место в основном спокойная морская трансгрессия. Снос кластики в северо-западную (в современных координатах) часть бассейна шел предположительно с запада, а в южную часть обломочный материал поступал, по всей видимости, и с Украинского щита (Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987 и др.). Данные исследования возрастов обломочного циркона дают основание предполагать мобилизацию кластики в начале кембрия также за

счет эрозии Тиманского орогена и Скифского террейна (Paszkowski et al., 2019 и ссылки там). Суша этого времени была сложена, по всей видимости, не только кристаллическими породами, но и осадочными (в том числе глинистыми) образованиями. Это хорошо видно и по особенностям распределения на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ полей состава глинистых пород нижнего кембрия таких регионов, как Юго-Восточная Польша, Беларусь, Волинь и Арктическая Норвегия. Такой же вывод, исходя из распределения фигуративных точек на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$, можно сделать для аргиллитов нижнего кембрия окрестностей г. Санкт-Петербурга. Все сказанное находится в достаточно хорошем соответствии с установленным ранее постепенным ростом вклада продуктов эрозии осадочных образований в формирование осадочных последовательностей пограничного верхнекембрийско-фанерозойского интервала на западе ВЕП.

Естественно, мы далеки от того, чтобы считать приведенные выше данные и результаты их обсуждения истиной в последней инстанции. Это всего лишь новый взгляд на ряд аспектов формирования осадочных последовательностей венда/эдикария и раннего кембрия на юго-западе, западе и северо-западе Восточно-Европейской платформы, но мы надеемся, что он в чем-то может быть всем нам полезен. Очевидно также, что напрямую никакие из обсуждаемых геохимических параметров не могут быть использованы для корреляции венд-кембрийских отложений рассматриваемых нами регионов запада ВЕП, но представленные в работе соображения очерчивают ряд рамок, которые, несомненно, будут полезны при такого рода исследованиях. В этом отношении нам представляется весьма симптоматичным совпадение представлений, полученных на основе фациальных и седиментологических исследований, о существовании в венде на части рассматриваемой нами территории крупных эстуариев, связанных, очевидно, с крупными речными системами, данных о далеком (до 2000 км) переносе кластики, в том числе обломочного циркона, также, очевидно, осуществлявшемся крупными реками, и выводов о преимущественном формировании осадочных последовательностей венда и раннего кембрия юго-запада, запада и северо-запада ВЕП за счет алюмосиликокластики, транспортировавшейся в конечные водоемы стока реками категорий 1 (крупные реки) и 2.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензентам, замечания и советы которых способствовали существенному улучшению рукописи. Мы благодарны также А.В. Дронову за помощь в подборе необходимых литературных материалов.

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема

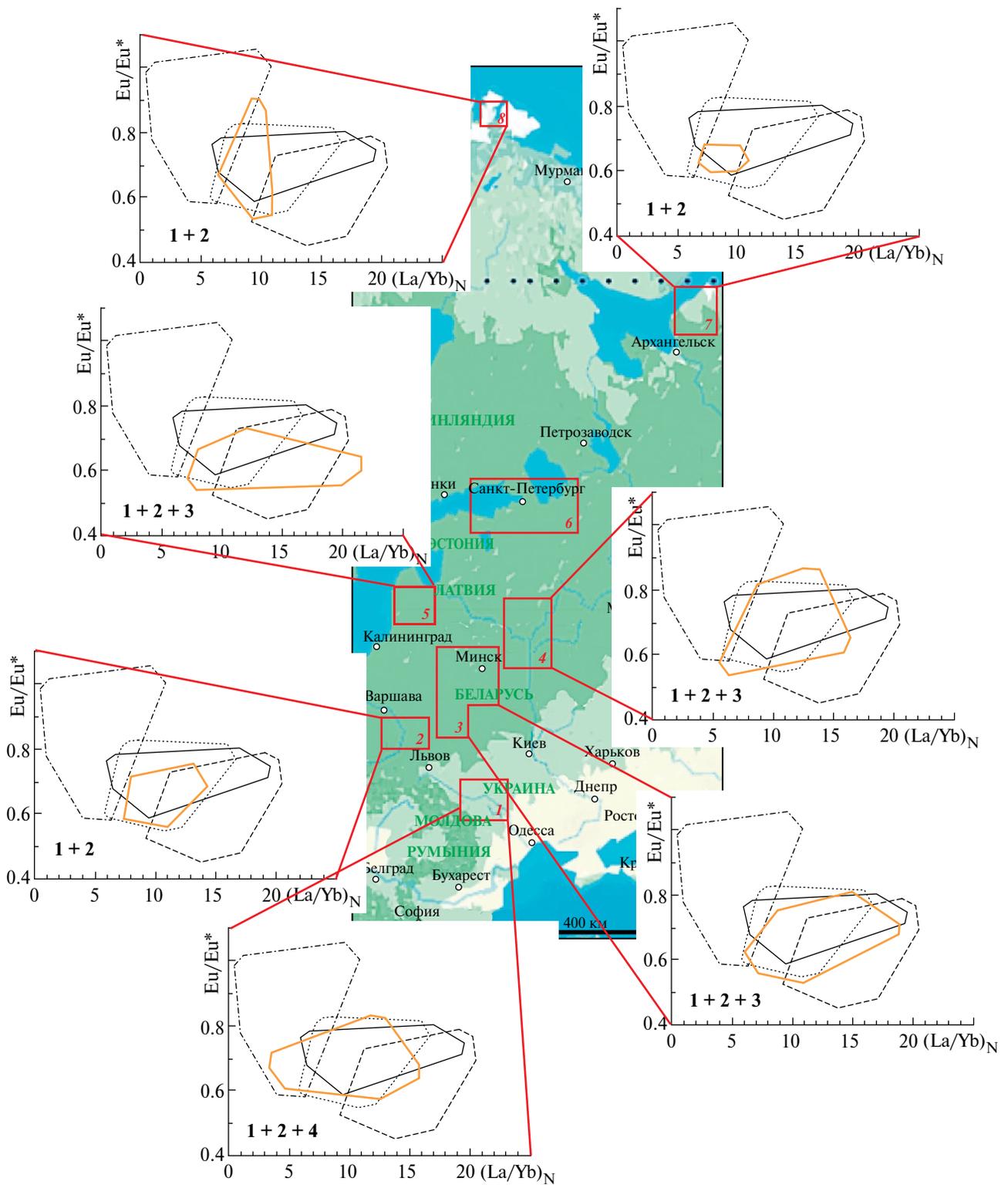


Рис. 13. Распределение полей глинистых пород котлинского времени на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$. Условные обозначения см. рис. 1 и 12.

FMMG-2023-0004, постановка проблемы, поиск и обобщение аналитических данных по зарубежным регионам и их анализ) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003, подбор необходимых аналитических данных по российским регионам, их систематизация и анализ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аксенов Е.М.* Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 3–34.
- Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс А.Н., Минченко Г.В., Краюшкин А.В., Ларченко В.А., Ушаков В.Н., Степанов В.П.* Новые данные о верхнем пределе возраста рудомещающей толщи Архангельской алмазносной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2005. С. 235–241.
- Васильев В.А.* Литологические особенности вендских отложений Литвы // Литология и полезн. ископаемые. 1980. № 2. С. 61–68.
- Великанов В.А.* Стратиграфия верхнекембрийских образований юго-западного склона Украинского щита // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976. С. 15–40.
- Великанов В.А.* Опорный разрез венда Подолии // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 35–67.
- Великанов В.А., Мельничук В.Г.* Оновлені стратиграфічні схеми нижнього і верхнього венду України // Геол. журн. 2014. № 4. С. 43–56.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 238 с.
- Гаген-Торн О.Я.* Строение пограничных вендско-кембрийских отложений глинтавой области южного берега Финского залива // Палеозой России. Материалы II Всероссийского совещания. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. С. 58–60.
- Геология СССР. Т. XXXIX. Литовская ССР. Геологическое описание и полезные ископаемые. Отв. ред. Антропов П.Я. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 375 с.
- Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Гражданкин Д.В.* Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 4. С. 3–34.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупнин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Еришова В.Б., Анфинсон О., Худoley А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю.* Результаты U–Pb (LA ICP MS)-датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Еришова В.Б., Хубанов В.Б., Худoley А.К., Сычев С.Н., Вдовина Н.И., Маслов А.В.* U–Pb LA-ICP-MS-возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда Лужско-Ладожской моноклинали // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 4. С. 439–443.
- Интерпретация геохимических данных. Отв. ред. Сляров Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н., Цельмович В.А.* Тестирование моделей поздненендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 3. С. 313–317.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н.* Первые результаты изотопного U/Pb-датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из нижнекембрийских песчаников брусовской свиты Юго-Восточного Беломорья: уточнение времени коллизии Балтики и Арктиды // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 3. С. 310–314.
- Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь. Отв. ред. Иванов А.Ю. М.: ПИН РАН, 2015. 144 с.
- Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.
- Маслов А.В.* Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сылвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020. Т. 20. № 6. С. 751–770.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю.* Существуют ли ограничения при реконструкции категорий рек, связанные с появлением высшей растительности? // Литология и полезн. ископаемые. 2023. № 1. С. 69–95.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2021а. № 1. С. 3–27.

- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Метаалевропелиты раннего докембрия: R3Э-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полезн. ископаемые. 2021б. № 3. С. 216–242.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Источники тонкой алюмосиликокластики для венд-нижнекембрийских отложений Подольского Приднестровья: синтез литогеохимических данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 3. С. 3–24.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Категории рек, сформировавших осадочные последовательности венда и нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы (по данным литогеохимии) // Литология и полезн. ископаемые. 2024. В печати.
- Маслов А.В., Шевченко В.П.* Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П.* Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. 2009. № 12. С. 1294–1318.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В.* Венд Беларуси – один из приоритетных стратотипов вендской системы Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 123–126.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В.* Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 36–43.
- Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1980. 118 с.
- Подковыров В.Н.* Литологические и геохимические тренды в верхневендских осадочных последовательностях запада Московской синеклизы // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8-го Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 246–247.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б.* Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.
- Сакалаускас В.Ф.* Венд Литвы // Стратиграфия нижнего палеозоя и корреляция с другими регионами. Вильнюс: Минтис, 1968. С. 9–18.
- Свешников К.И., Деревская Е.И., Приходько В.Л., Косовский Я.А.* Петрохимическая структура толщи ранневендских базальтоидов юго-запада Восточно-Европейской платформы // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2010. № 1. С. 77–84.
- Соколов Б.С.* Венд: принципы обособления, границы и место в шкале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Рифей и венд. Л.: Наука, 1979. С. 42–61.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Agic H., Hogstrom A.E.S., Jensen S., Ebbestad J.O.R., Vickers-Rich P., Hall M., Matthews J.J., Meinhold G., Høyberget M., Taylor W.L.* Late Ediacaran occurrences of the organic-walled microfossils *Granomarginata* and flask-shaped *Lagoenaforma collaris* gen. et sp. nov. // Geol. Mag. 2022. V. 157. P. 1071–1092. <https://doi.org/10.1017/S0016756821001096>.
- Andresen A., Agyei-Dwarko N.Y., Kristoffersen M., Hanken N.-M.* A Timanian foreland basin setting for the Late Neoproterozoic–Early Palaeozoic cover sequences (Dividal Group) of northeastern Baltica // New perspectives on the Caledonides of Scandinavia and related Areas. Eds. Corfu F., Gasser D., Chew D.M. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2014. V. 390. P. 157–175.
- Banks N.L.* Innerelv Member: Late Precambrian marine shelf deposit, east Finnmark // Norg. Geol. Undersøkelse. 1973. V. 288. P. 7–25.
- Banks N.L., Edwards M.B., Geddes W.P., Hobday D.K., Reading H.G.* Late Precambrian and Cambro-Ordovician sedimentation in East Finnmark // Norg. Geol. Undersøkelse. 1971. V. 269. P. 197–236.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A.* Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Bojanowski M.J., Marciniak-Maliszewska B., Środoń J., Liivamägi S.* Extensive non-marine depositional setting evidenced by carbonate minerals in the Ediacaran clastic series of the western East European Craton // Precambrian Res. 2021. V. 365. 106379
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S.,

- Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Cyziene J., Sliupa S., Lazauskiene J., Baliukevicius A., Satkunas J. Characterization of the Lower Cambrian Blue Clays for deep geological disposal of radioactive waste in Lithuania // Geologija. Vilniaus Universitetas. 2005. № 52. P. 11–21.
- Ebbestad J.O.R., Hybertsen F., Hogstrom A.E.S., Jensen S., Palacio T., Taylor W.L., Agic H., Høyberget M., Meinhold G. Distribution and correlation of Sabellidites cambriensis (Annelida?) in the basal Cambrian on Baltica // Geol. Mag. 2022. V. 159. P. 1262–1283. <https://doi.org/10.1017/S0016756821001187>.
- Francovschi I., Shumlyansky L., Soesoo A., Tarasko I., Melnychuk V., Hoffmann A., Kovalick A., Love G., Bekker A. U–Pb geochronology of detrital zircon from the Ediacaran and Cambrian sedimentary successions of NE Estonia and Volyn region of Ukraine: implications for the provenance and comparison with other areas within Baltica // Precambrian Res. 2023. V. 392. 107087.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Ed. Lentz D.R. Geol. Assoc. Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.
- Grytsenko V.P. Diversity of the Vendian fossils of Podillia (Western Ukraine) // GEO&BIO, National Natural History Museum, NAS of Ukraine. 2020. V. 19. P. 3–19.
- Habryn R., Krzeminska A., Krzeminski L. Detrital zircon age data from the conglomerates in the Upper Silesian and Małopolska Blocks and their implications for the pre-Variscan tectonic evolution (S Poland) // Geol. Quart. 2020. V. 64. P. 321–341.
- Jankauskas T. Lithostratigraphic subdivision of the Vendian deposits in Lithuania // The Fifth Baltic Stratigraphical Conference “Basin Stratigraphy – Modern Methods and Problems”, September 22–27, 2002, Vilnius, Lithuania. Extended Abstracts. Vilnius, 2002a. P. 68–70.
- Jankauskas T. Cambrian Stratigraphy of Lithuania (Lietuvos kambro sistemos stratigrafija). Ed. Paškevičius J. Vilnius: Institute of Geology of Lithuania, Vilnius University, 2002b. 249 p.
- Jankauskas T., Sakalauskas V., Dliaupa S. Lietuvos vendas (Vendian of Lithuania). Red. Paškevičius J. Vilnius: Lietuvos geologijos institutas, Vilniaus universitetas, Lietuvos geologijos tarnyba, 2002. 84 p.
- Jewuła K., Środoń J., Kędzior A., Paszkowski M., Liivamägi S., Goryl M. Sedimentary, climatic, and provenance controls of mineral and chemical composition of the Ediacaran and Cambrian mudstones from the East European Craton // Precambrian Res. 2022. V. 381. 106850.
- Krzemińska E., Poprawa P., Paczeńska J., Krzeminski L. From initiation to termination: the evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology // Precambrian Res. 2022. V. 370. 106560.
- Kumpulainen R.A., Hamilton M.A., Soderlund U., Nystuen J.P. U–Pb baddeleyite age for the Ottfjället Dyke Swarm, central Scandinavian Caledonides: new constraints on Ediacaran opening of the Iapetus Ocean and glaciations on Baltica // GFF. 2021. V. 143. P. 40–54.
- Kuzmenkova O.F., Shumlyanskyi L.V., Nosova A.A., Voskoboinikova T.V., Grakovich I.Y. Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine // Лирасфера. 2011. Т. 35. № 2. С. 3–11.
- Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Gerdes A., Stanek J.J., Williams L., Szczerba M. Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: a unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint // Precambrian Res. 2018. V. 316. P. 66–82.
- Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Stanek J.J., Roberts N.M.W. Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800 million year record of Baltica’s climatic conditions // Precambrian Res. 2021. V. 363. 106327
- McIlroy D., Brasier M.D. Ichnological evidence for the Cambrian explosion in the Ediacaran to Cambrian succession of Tanafjord, Finnmark, northern Norway // Earth System Evolution and Early Life: A Celebration of the Work of Martin Brasier. Eds. Brasier A.T., McIlroy D., McLoughlin N. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 448. P. 351–368.
- McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Eds. Lipin B.R., McKay G.A. Rev. Mineral. Geochem. 1989. V. 21. № 1. P. 169–200.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2015–2050.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments. Eds. Johnsson M.J., Basu A. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. № 284. P. 21–40.
- Meinhold G., Willbold M., Karius V., Jensen S., Agic H., Ebbestad J.O.R., Palacio T., Hogstrom A.E.S., Høyberget M., Taylor W.L. Rare earth elements and neodymium and strontium isotopic constraints on provenance switch and post-depositional alteration of fossiliferous Ediacaran and lowermost Cambrian strata from Arctic Norway // Precambrian Res. 2022. V. 381. 106845.
- Moczyłowska M. New records of late Ediacaran microbiota from Poland // Precambrian Res. 2008. V. 167. P. 71–92.
- Paczeńska J. The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin–Podlasie slope of the East

- European Craton, southeastern Poland // Polish Geol. Institute Spec. Pap. 2010. № 27. 96 p.
- Paczeńska J.* Lithostratigraphy of the Ediacaran deposits in the Lublin-Podlasie sedimentary basin (Eastern and South-Eastern Poland) (Litostratygrafia utworów Ediakaru w Lubelsko-Podlaskim basenie sedymentacyjnym (Wschodnia i Południowo-Wschodnia Polska)) // Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego. 2014. № 460. P. 1–24.
- Paczeńska J., Poprawa P.* Eustatic versus tectonic control on development of the Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica) // Geosciences J. 2005. V. 9. P. 117–127.
- Paczeńska J., Krzeminska E., Moczyłowska-Vidal M.* Profil litologiczno-stratygraficzny według rdzeni i pomiarów geofizycznych. Ediakar // Łopiennik IG 1. Profile Głębokich Otworów. Ed. Paczeńska J. Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego. 2008. V. 123. P. 58–62.
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Shumlyanskyy L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A.* Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // Precambrian Res. 2019. V. 331. 105352.
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamägi S.* Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine // Precambrian Res. 2021. V. 362. 106282.
- Poprawa P., Paczeńska J.* Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego—analiza subsyduencji i zapisu facjalnego // Przegląd Geologiczny. 2002. V. 50. P. 49–63.
- Poprawa P., Krzeminska E., Paczeńska J., Armstrong R.* Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // Precambrian Res. 2020. V. 346. 105817.
- Rice A.H.N., Edwards M.B., Hansen T.A., Arnaud E., Halverson G.P.* Glaciogenic rocks of the Neoproterozoic Smalfjord and Mortensnes formations, Vestertana Group, E. Finnmark, Norway // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Eds. Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G. Geol. Soc. London. Mem. 2011. V. 36. P. 593–602.
- Roberts D., Siedlecka A.* Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and North-west Russia: a review // Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin. 2012. № 452. P. 1–19.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A.* A Cryogenian chronology: two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // Geology. 2015. V. 43. P. 459–462.
- Rozanov A.Y., Łydka K.* (Eds.). Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the Western East-European Platform. Warsaw: Wydawnictwa Geologiczne, 1987. 114 p.
- Shields-Zhou G.A., Porter S., Halverson G.P.* A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma) // Episodes. 2016. V. 39. P. 3–8.
- Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.-G., Kuzmenkova O.* The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // GFF. 2016. V. 138. P. 17–30.
- Środoń J., Kuzmenkova O.F., Stanek J.J., Petit S., Beaufort D., Albert Gilg H., Liivamägi S., Goryl M., Marynowski L., Szczerba M.* Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton // Precambrian Res. 2019. V. 325. P. 217–235.
- Środoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I.L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S.* Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // Precambrian Res. 2023. V. 386. 106962.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Yan B., Yan W., Miao L., Huang W., Chen Z.* Geochemical characteristics and provenance implication of rare earth elements in surface sediments from bays along Guangdong Coast, Southeast China // Environ. Earth Sci. 2012. V. 65. P. 2195–2205. <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1514-x>
- Zhang W., Roberts D., Pease V.* Provenance characteristics and regional implications of Neoproterozoic, Timanian-margin successions and a basal Caledonian nappe in northern Norway // Precambrian Res. 2015. V. 268. P. 153–167.

Рецензенты А.Б. Котов, М.И. Тучкова

The Vendian and Early Cambrian of the Southwest, West and Northwest of the Eastern European Platform: Categories of Rivers that Formed Sedimentary Sequences

A. V. Maslov^{a, #} and V. N. Podkovyrov^b

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology of Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

#e-mail: amas2004@mail.ru

Based on data on the geochemical characteristics ($(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* and content of Th) of clay rocks of Podolian Transnistria, South-Eastern Poland, Belarus and Volyn, Lithuania, the vicinity of St. Petersburg, South-Eastern White Sea region and Arctic Norway, categories of rivers that transported fine-grained aluminosiliconclastics to sinks that existed during the Vendian and Early Cambrian were reconstructed in the west of the East European Platform. The distribution of data points of clay rocks of the Volynian time on the $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* diagram with the fields of the composition of pelitic fraction of bottom sediments in the estuary of modern rivers of various categories allows us to assume that for Lithuania and Podolian Transnistria the feeding provinces were, among other things, paleowatersheds composed of volcanic formations. For Eastern Belarus and the South-Eastern White Sea region, the influence of erosion products supplied by rivers flowing through igneous/metamorphic terranes (crystalline basement) is noticeable. A significant part of the clastic material was carried by rivers that drained sedimentary formations, as well as large rivers, i.e. rivers whose length exceeded 1000 km and whose drainage area was more than 100,000 km². The existence of the latter is confirmed by the presence of detrital zircon in the rocks of the Zhukov Formation of South-Eastern Poland, borrowed possibly from the rocks of Fennoscandia. In the Redkinian time, along with large rivers (rivers category 1) and rivers fed by the products of erosion of sedimentary formations (rivers category 2), transport of fine-grained clastics was also carried out by rivers that drained rocks of the crystalline basement (rivers category 3; this is typical of Belarus and Volyn, the South-Eastern White Sea and Arctic Norway) and by rivers flowing through areas of distribution of volcanic associations (rivers category 4). The distribution of data points of the clay rocks of the Kotlin stage on the $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* diagram suggests that the main agents of transport of fine-grained aluminosiliconclastics to sinks at that time were large rivers and rivers fed by fine particulate matter due to the erosion of predominantly sedimentary rocks. The Early Cambrian paleowatersheds were apparently composed not only of crystalline rocks, but also of sedimentary formations. All of the above is in fairly good agreement with the previously established fact of a gradual increase in the contribution of erosion products of sedimentary rocks to the formation of Vendian–Early Cambrian sedimentary sequences from Podolian Transnistria to Arctic Norway.

Keywords: clay rocks, geochemistry, Vendian, Early Cambrian, western part of East European Platform, river categories

УДК 564.7

МШАНКИ ИЗ РАЗРЕЗА ДЖЕРОМСКОЙ СВИТЫ КАТИЙСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА НА Р. МОЙЕРОКАН (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ) И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

© 2024 г. А. В. Коромыслова^{1, *}, А. В. Дронов^{2, **}

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

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: koromyslova.anna@mail.ru

**e-mail: avdronov@gmail.com

Поступила в редакцию 12.01.2023 г.

После доработки 14.02.2024 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

В отложениях верхней части джеромской свиты (долборский горизонт, катийский ярус, верхний ордовик) по р. Мойерокан (север Сибирской платформы) установлено 17 видов мшанок, семь из которых из-за плохой сохранности колоний описаны в открытой номенклатуре. Мшанки принадлежат к 10 родам из четырех отрядов: Cystoporata (*Constellaria vesiculosa* (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev) и *Lunaferamita?* sp.), Trepostomata (*Calloporella* sp. 1, *Calloporella* sp. 2, *Stigmatella* sp., *S. convestens* Astrova in Ivanova et al., *Batostoma varians* (James), *Orbignyella moyerokanensis* sp. nov. и *Leptotrypa* sp.), Fenestrata (*Parachasmatorpora* sp.) и Cryptostomata (*Phaenopora plebeia* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *P. pennata* Nekhoroshev, *P. erecta* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *P. carinata* Nekhoroshev, *P. viluensis* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *Phaenoporella* sp. и *Ph. multipora* Nekhoroshev). Роды *Lunaferamita*, *Orbignyella* и *Parachasmatorpora* впервые выявлены в ордовике Сибирской платформы, а род *Calloporella* – в долборском горизонте. Вид *O. moyerokanensis* sp. nov. является эндемичным, тогда как большинство других видов имеют широкое географическое распространение. Изученный комплекс мшанок на видовом уровне обнаруживает некоторую связь с комплексами мшанок п-ва Таймыр, о. Котельный, хр. Сетте-Дабан и Монголии. На родовом уровне он близок к комплексам мшанок Лаврентии, Балтики, Аргентинских Прекордильер и Китая.

Ключевые слова: мшанки, верхний ордовик, долборский горизонт, таксономия, палеобиогеография

DOI: 10.31857/S0869592X24050036 EDN: ALAQLT

ВВЕДЕНИЕ

Первые описания мшанок из ордовика и силура Сибири были опубликованы Ю.М. Шейнманом (1927). Однако интенсивно мшанки Сибирской платформы стали изучать только с середины XX века. Они были описаны из многих местонахождений среднего и верхнего ордовика, а также силура Г.Г. Астровой (Астрова, 1951, 1965; Иванова и др., 1955), Е.А. Модзалевской и В.П. Нехорошевым (Модзалевская, Нехорошев, 1955; Модзалевская, 1961; Нехорошев, 1961), А.М. Ярошинской и К.Н. Волковой (Ярошинская, 1978; Волкова, 1982; Лопушинская и др., 1983; Волкова, Ярошинская, 1984).

В настоящей работе впервые охарактеризован комплекс мшанок из верхней части джеромской свиты (долборский горизонт, катийский ярус,

верхний ордовик) по р. Мойерокан, правому притоку р. Мойеро. Некоторые сведения о таксономическом составе мшанок баксанского (сандбийский и катийский ярусы, верхний ордовик) и долборского горизонтов по рр. Мойеро и Мойерокан ранее были приведены Х.С. Розман и др. (1979) по определениям, сделанным Г.Г. Астровой. Кроме того, мшанки из среднего и верхнего ордовика и силура по р. Мойеро описывались Е.А. Модзалевской и В.П. Нехорошевым (Модзалевская, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961), а данные по их распространению приведены в работе Е.И. Мягковой и др. (1963).

Цель данной работы – охарактеризовать таксономический состав комплекса мшанок верхней части джеромской свиты по р. Мойерокан, оценить его стратиграфическую значимость, а также

расширить наши знания о палеобиогеографии позднеордовикских мшанок.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА, СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ордовикские отложения широко распространены на Сибирской платформе. По характеру эволюции осадконакопления здесь выделяются как минимум два осадочных бассейна, Иркутский и Тунгусский, охватывающие соответственно Иркутский амфитеатр и Тунгусскую синеклизу (рис. 1а). Мшанки, описываемые в настоящей статье, собраны в двух обнажениях верхней части джеромской

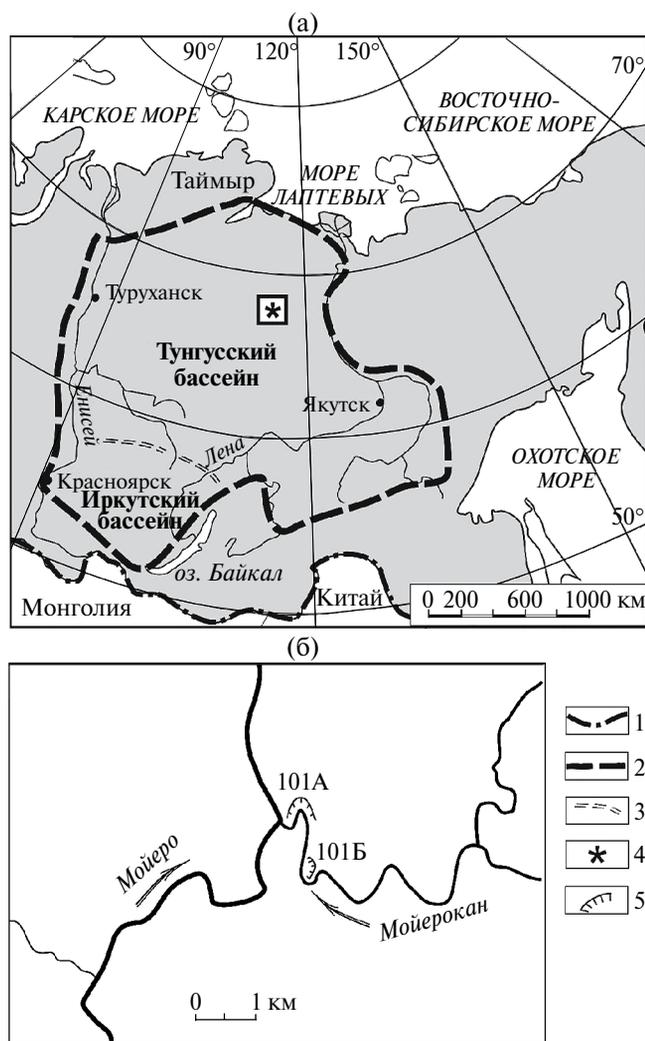


Рис. 1. Схема расположения изученных обнажений ордовика и района исследования. (а) – местоположение района исследования; (б) – расположение изученных обнажений: 1 – границы Российской Федерации; 2 – границы Сибирской платформы; 3 – условные границы Тунгусского и Иркутского осадочных бассейнов; 4 – местоположение района исследования; 5 – изученные обнажения (обн. 101А, 67°22'10" с.ш., 104°05'21" в.д.).

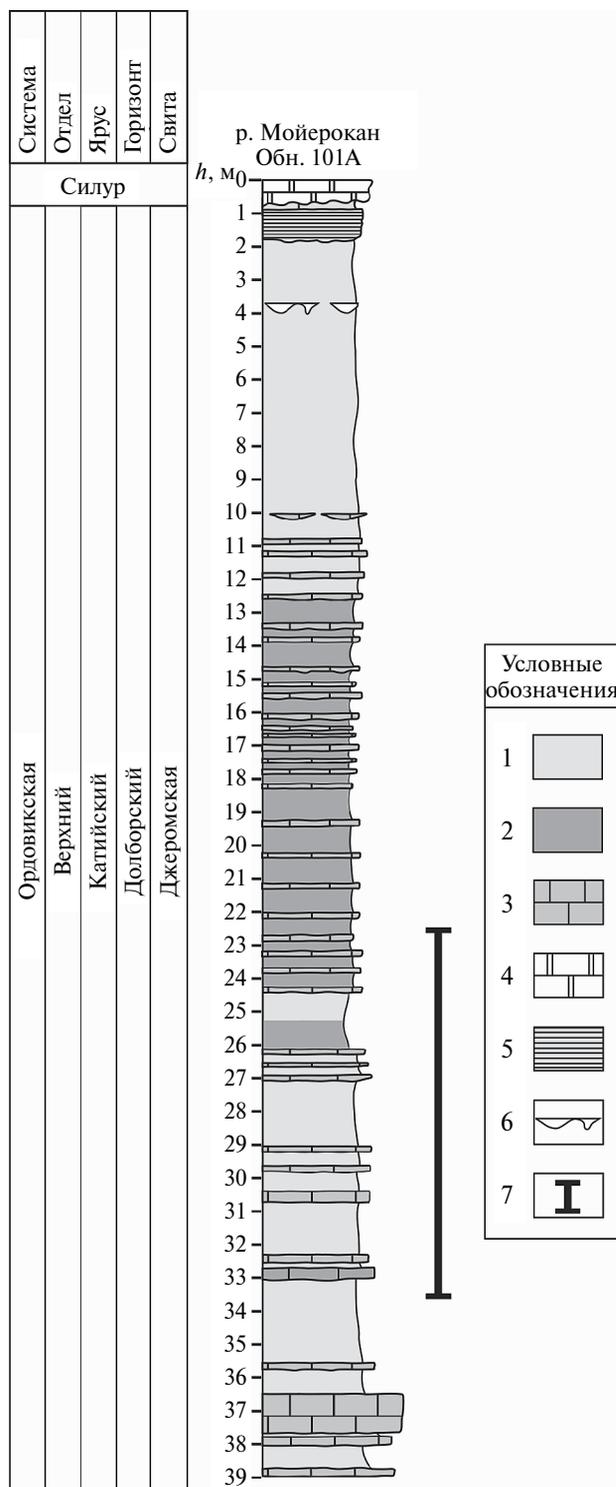


Рис. 2. Строение разреза верхней части джеромской свиты (долборский горизонт, катийский ярус верхнего ордовика) в изученных обнажениях по р. Мойерокан. 1 – зеленовато-серый алевролит; 2 – вишнево-красный алевролит; 3 – биокластический известняк (пакстоун); 4 – темно-серый толстоплитчатый известняк (мадстоун и/или вакстоун); 5 – желтовато-серый, ламинарно-слоистый доломит; 6 – конусообразные и/или бульбообразные скопления детрита в толще зеленовато-серого алевролита; 7 – интервал разреза, из которого были отобраны мшанки в обн. 101Б.

свиты в приустьевой части р. Мойерокан, впадающей в р. Мойеро (рис. 1б). Общий разрез вскрытых в этих обнажениях отложений приведен на рис. 2. Разрез ордовика по р. Мойеро располагается на северо-востоке Тунгусского бассейна (рис. 1а). Этот разрез является одним из лучших и наиболее полных опорных разрезов ордовика на Сибирской платформе. Его систематическое изучение началось в начале 1950-х годов и продолжается по сей день (Никифорова, 1955; Мягкова и др., 1963, 1977; Dronov et al., 2014, 2021; Покровский и др., 2018).

Ордовикские отложения по р. Мойеро, включая те, что выходят в обнажениях по ее притоку р. Мойерокан, относятся к Мойеронской структурно-фациальной зоне (Каныгин и др., 2007; Kanygin et al., 2010a). Верхнеордовикские отложения представлены здесь джеромской свитой, охватывающей чертовской, баксанский и долборский горизонты (Каныгин и др., 2017). Несмотря на то, что Сибирский палеоконтинент располагался в течение всего ордовика в низких, приэкваториальных, широтах (Cocks, Torsvik, 2007; Павлов и др., 2021), верхнеордовикские отложения Тунгусского эпиконтинентального бассейна (мангазейская, долборская, джеромская свиты и их аналоги) сложены серией холодноводных карбонатов (Kanygin et al., 2010b; Дронов, Зайцев, 2011; Dronov, 2013). Именно в этих отложениях содержатся многочисленные разнообразные мшанки и моллюски, образуя характерную для карбонатов умеренного климата бримоловую (brumol) или мшанково-моллюсковую ассоциацию (James, 1997; Дронов, 2001; Pedley, Carannante, 2006).

Следует отметить, что аналогичная ситуация была зафиксирована и на Северо-Американской платформе, которая также находилась в течение всего ордовика в приэкваториальном поясе. Точно так же для нее в раннем и среднем ордовике характерно тепловодное карбонатное осадконакопление, которое в позднем ордовике сменяется холодноводным (Brookfield, 1988; Holland, Patzkowsky, 1996). В обоих случаях это объясняется апвеллингом, который возник при мощной трансгрессии после крупной регрессии и тектонической перестройки, связанной с началом таконской орогении (Holland, Patzkowsky, 1996; Etensohn, 2010). Такие же процессы, обусловленные каледонской (таконской) орогенией, отмечены и на Сибирской платформе (Дронов, 2009, 2012, 2020).

Разрез верхней части джеромской свиты (долборский горизонт, катийский ярус верхнего ордовика; Каныгин и др., 2017) в обнажениях №№ 101А и 101Б по р. Мойерокан (рис. 1б) состоит из слоев биокластических известняков мощностью от 1.5–3.0 до 5.0–12.0 см, которые чередуются со слоями зеленовато-серых или вишнево-красных алевролитов (рис. 2). Слои биокластических известняков представляют собой штормовые отложения

(темпеститы), а слои алевролитов – фоновый осадок. И те и другие сформировались в дистальной части холодноводной рампы на глубинах между областью воздействия обычных и штормовых волн (Dronov, 2013, 2017).

Основная часть описываемых мшанок была собрана с верхних поверхностей напластования слоев биокластических известняков в обнажении № 101Б (рис. 1б). Это обнажение расположено в 1.5 км выше по реке от основного обнажения № 101А, фигурирующего в монографии Е.И. Мягковой, Х.Э. Нестора и Р.Э. Эйнасто (Мягкова и др., 1977) (рис. 2). В обнажении № 101А более полно представлен разрез верхней части джеромской свиты, однако оно сильно закрыто осыпями. В обнажении № 101Б выходит лишь небольшой фрагмент этого разреза вдоль границы нижней, преимущественно зеленоцветной, и средней, преимущественно красноцветной, его частей (рис. 2). Этот фрагмент, собранный в крутую антиклинальную складку, осложненную разломом, расположен у самого уреза вод реки. Поэтому поверхности пластов биокластических известняков с многочисленными мшанками и остатками других ископаемых организмов хорошо промыты дождями и рекой и легко доступны для сбора и изучения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изученная коллекция мшанок № 5846 хранится в Лаборатории высших беспозвоночных Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН), Москва, и была собрана коллективом Геологического института РАН, Москва.

Мшанки были обнаружены на поверхности пяти плиток биокластического известняка. Однако изученные плитки не одинаковы по количеству колоний, присутствующих на их поверхности, а также по выявленному таксономическому составу мшанок.

Наряду с исследованием колоний в ориентированных тонких срезах (шлифах) применялись сканирующая электронная микроскопия и рентгеновская компьютерная микротомография. Изучение палеозойских мшанок обычно проводится в шлифах, поскольку в основу их систематики положены представления о внутрикониальных структурах. Однако данные о внешних морфологических признаках мшанок, полученные на сканирующем электронном микроскопе, также важны для их более точного определения. Микротомография в последние годы широко используется для выявления внутренних и внешних структур как ископаемых, так и современных мшанок (см. обзор литературы в: Key, Wyse Jackson, 2022). С помощью микротомографии были получены новые данные для некоторых ордовикских мшанок (Fedorov et al., 2017; Fedorov, Koromysova, 2019; Koromysova, Fedorov,

2021; Коромыслова и др., 2021). В связи с этим мы посчитали целесообразным использовать этот метод для изучения очень мелких и тонких колоний мшанок из верхней части джеромской свиты по р. Мойерокан. Удовлетворительные результаты были получены для трех образцов, определенных как *Calloporella* sp. 2, *Leptotrypa* sp. и *P. erecta* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955. Для первых двух мшанок с помощью микротомографии было выявлено их внутреннее строение, а для последней – уточнена ее внешняя морфология.

Исследование колоний мшанок на сканирующих электронных микроскопах (СЭМ) Tescan Vega 2 и Tescan Vega 3 и на рентгеновском компьютерном микротомографе NEOSCAN-80, а также изготовление шлифов и изучение их на стереоскопическом микроскопе (СМ) Leica M165C проводились в ПИН РАН. Образцы на СЭМ изучались с покрытием (сплав золота и палладия) и без покрытия, с использованием детектора обратно-рассеянных электронов (BSE), работающего в низком вакууме (10 Па) при напряжении 20 или 30 кВ. Рентгеновская компьютерная микротомография (РКМ) образцов проводилась без фильтра при 50 кВ и 80 мкА; образцы поворачивали на 180° с шагом 0.2°; экспозиция составляла 79 мс/кадр; разрешение пикселей варьировалось от 1.0 до 1.2 мкм.

Замеры элементов колоний мшанок сделаны с изображений, полученных на СЭМ и СМ, а также в результате обработки микротомографических данных в программе CTvox. Приведенные размеры в тексте даны в мкм в следующей последовательности: наблюдаемый диапазон, затем (в скобках) среднее арифметическое ± стандартное отклонение, количество образцов (N) и общее количество измерений (n).

ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСА

Изученные мшанки из долборского горизонта по р. Мойерокан принадлежат к 10 родам из 4 отрядов: *Cystoporata*, *Trepostomata*, *Fenestrata* и *Cryptostomata*. До видового уровня были идентифицированы 10 образцов, тогда как остальные таксоны из-за плохой сохранности колоний определены в открытой номенклатуре. Ниже даны пояснения к таксономической идентификации изученных мшанок и приведены сведения об их распространении.

Мшанки отряда *Cystoporata* представлены родами *Constellaria* Dana, 1846 и, предположительно, *Lunaferamita* Utgaard, 1981 (подотряд *Fistuliporina* Astrova, 1964, семейство *Constellariidae* Ulrich, 1896). К первому роду относится вид *S. vesiculosa* (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955), ко второму – *Lunaferamita?* sp. Первоначально вид *S. vesiculosa* рассматривался в составе рода

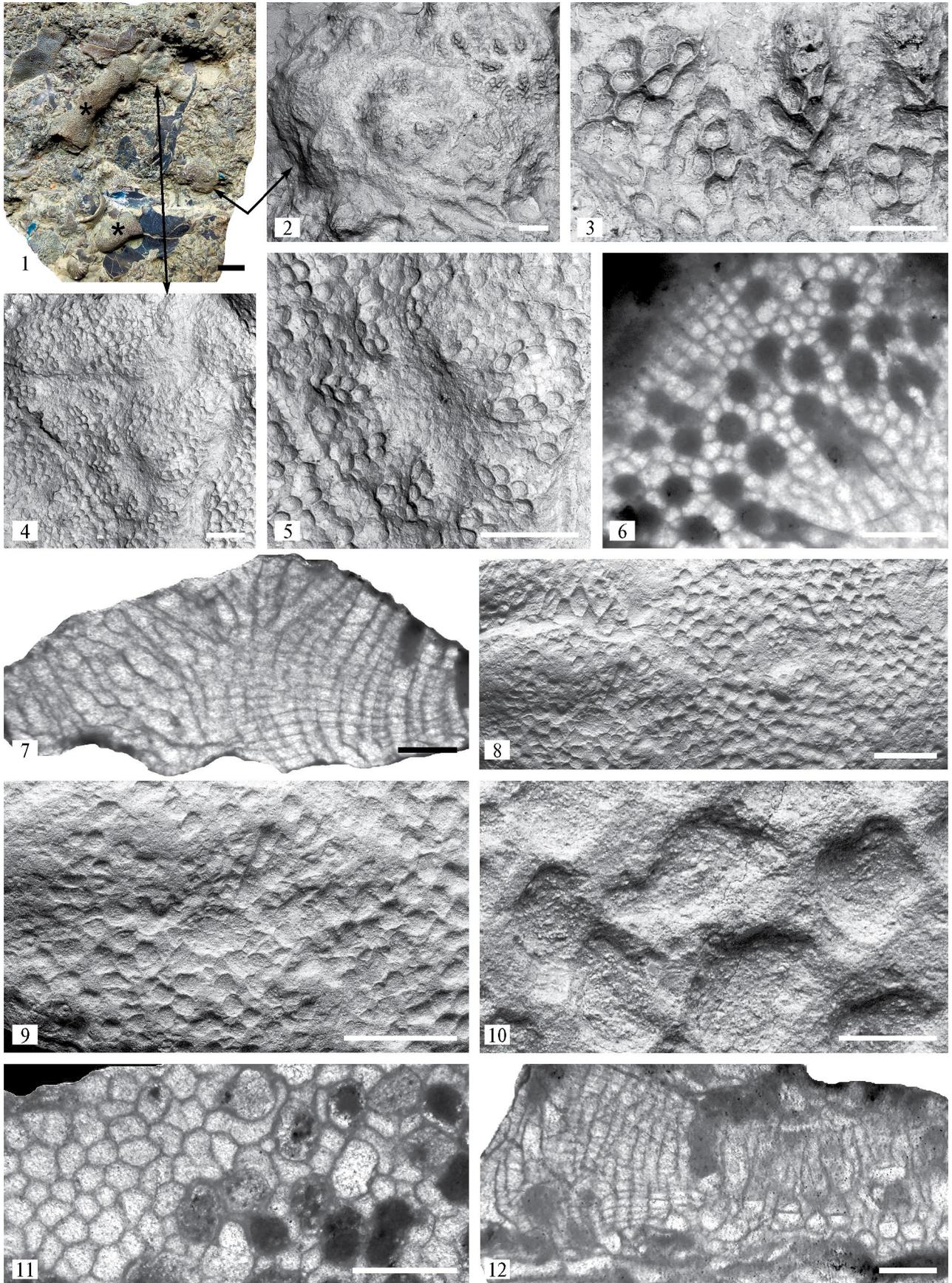
Stellipora Hall, 1847. Однако в настоящее время этот род, несмотря на возражения Астровой (1965), считается младшим синонимом рода *Constellaria* (Ross, 1963; Utgaard, 1981; Горюнова, 1996).

Constellaria vesiculosa (табл. I, фиг. 1–7; экз. ПИН, №№ 5846/1, 5846/2; размеры элементов колонии взяты с изображений шлифов). Для этого вида характерны инкрустирующие колонии, на поверхности которых развиты звездчатые пятна – монтикулы. Пониженные участки монтикул, а именно центральная часть и расходящиеся от нее 9–10 лучей, сложены пузырчатой тканью (табл. I, фиг. 3, 5). Между ними расположены возвышающиеся радиальные ряды, состоящие из 2–3 рядов автозоооциев. Апертуры автозоооциев округлые или овальные, размером 130–140 мкм (132 ± 5 мкм; N = 1, n = 8); на 1 мм вдоль каждого радиального ряда приходится 4 апертуры. Пузыри полигональные в тангенциальном сечении, размером 70–90 мкм, могут располагаться и между автозоооциями (табл. I, фиг. 6). Диафрагмы в автозоооциях присутствуют. Наличие акантостилелей неясно.

По ранее опубликованным данным, вид *S. vesiculosa* имеет следующее распространение: средний ордовик о-ва Вайгач (Астрова, 1965); средний–верхний ордовик Сибирской платформы (Модзалеvская, Нехорошев, 1955; Астрова, 1965; Розман и др., 1979; Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984): чертовской горизонт по р. Мойеро, баксанский горизонт по р. Кулюмбе, долборский горизонт по рр. Подкаменная Тунгуска, Чунка, Рыбокупчая; верхний ордовик Горного Алтая и Горной Шории (Ярошинская, 1960); верхний ордовик Польши (Kieruga, 1962); верхний ордовик провинции Цзянси, Китай (Hu, 1986).

***Lunaferamita?* sp.** (табл. I, фиг. 8–12; экз. ПИН, № 5846/3; размеры элементов колонии взяты с изображений шлифов). К этому виду отнесена одна колония, инкрустирующая раковину брахиоподы. Звездчатые монтикулы на поверхности колонии нечеткие. Апертуры автозоооциев неправильной формы или округло-овальные, размером 190–220 мкм (205 ± 11 мкм; N = 1, n = 12); на 1 мм в разных направлениях приходится 4–6 апертур; в апертурах наблюдаются структуры, подобные лунариям (табл. I, фиг. 10). Пузырчатая ткань расположена между автозоооциями или образует скопления. Пузыри полигональные в тангенциальном сечении, размером 70–150 мкм (108 ± 22 мкм; N = 1, n = 12). Присутствие акантостилелей неясно.

По неопределенной форме монтикул и размеру апертур автозоооциев *Lunaferamita?* sp. имеет сходство с видом *Stellipora complicata* Astrova, 1965, описанным из верхнего ордовика (долборский горизонт) по р. Подкаменная Тунгуска на Сибирской платформе (Астрова, 1965). Однако изученная колония предположительно отнесена к роду



←
Таблица I. Мшанки отряда *Cystoporata* (подотряд *Fistuliporina*) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 2–5, 8–10) и шлифы (фиг. 6, 7, 11, 12).

1 – плитка биокластического известняка с изученными мшанками, звездочкой обозначены две колонии *Orbignyella moyeroakanensis* sp. nov., стрелками – *Constellaria vesiculosa* (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev); 2–7 – *C. vesiculosa*: 2, 3 – экз. ПИН, № 5846/1, 4–7 – экз. ПИН, № 5846/2; 8–12 – *Lunaferamita?* sp., экз. ПИН, № 5846/3. Длина масштабной линейки 1 см для фиг. 1; 1 мм для фиг. 2, 4, 5, 8, 9; 500 мкм для фиг. 3, 6, 7, 11, 12; 200 мкм для фиг. 10.

Lunaferamita, так как в апертурх автозооэциев наблюдаются структуры, подобные лунариям.

Мшанки отряда **Trepostomata** представлены подотрядами *Halloporina* Astrova, 1965 и *Amplexorogina* Astrova, 1965. Первый подотряд включает роды: *Calloporella* Ulrich, 1883 с видами *Calloporella* sp. 1 и *Calloporella* sp. 2 (семейство *Halloporidae* Bassler, 1911), *Stigmatella* Ulrich et Bassler, 1904 с видами *Stigmatella* sp. и *S. convestens* Astrova in Ivanova et al., 1955 (семейство *Heterotrypidae* Ulrich, 1890) и *Batostoma* Ulrich, 1882 с видом *B. varians* (James, 1878) (семейство *Trematorporidae* Miller, 1889). Второй подотряд представлен родами *Orbignyella* Ulrich et Bassler, 1904 с видом *O. moyeroakanensis* sp. nov. и *Leptotrypa* Ulrich, 1883 с видом *Leptotrypa* sp. (оба рода из семейства *Atactotoechidae* Duncan, 1939).

Calloporella sp. 1 (табл. II, фиг. 1–4; экз. ПИН, № 5846/4; размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). К этому виду отнесен фрагмент маленькой пластинчатой колонии. Апертур автозооэциев округлые или овальные, размером 170–330 мкм (247 ± 43 мкм; N = 1, n = 16); на 2 мм приходится 7–9 апатур. Диафрагмы в автозооэциях расположены неравномерно. Мезозооэции многочисленны, не полностью отделяют апертур автозооэциев друг от друга. Апертур мезозооэциев округло-треугольные, размером 50–110 мкм (73 ± 22 мкм; N = 1, n = 9). Диафрагмы в мезозооэциях обильные. Близ поверхности колонии в стенках зооэциев наблюдаются утолщения, напоминающие акантостили (табл. II, фиг. 2, 4).

Calloporella sp. 2 (табл. II, фиг. 5–10; экз. ПИН, № 5846/5; размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). К этому виду отнесена крупная пластинчатая колония. Апертур автозооэциев округлые или овальные, размером 150–280 мкм (199 ± 30 мкм; N = 1, n = 24); на 2 мм приходится 7 апатур. Присутствие диафрагм в автозооэциях неясно. Мезозооэции многочисленные, почти полностью окружают автозооэции. Апертур мезозооэциев округлые, размером 60–100 мкм (75 ± 13 мкм; N = 1, n = 12). Диафрагмы в мезозооэциях редкие. Присутствие акантостилей неясно. Мшанка *Calloporella* sp. 2 изучена только с внешней поверхности, поскольку колония очень тонкая, что не позволило отделить ее от плитки известняка для изготовления шлифов. Один очень мелкий обломок (размером около 2 мм) был изучен с помощью РКМ (табл. II, фиг. 8–10). Однако

достоверно установить внутреннее строение колонии не удалось.

Из ордовика Сибирской платформы ранее был описан только один вид рода *Calloporella* – *C. lamellaris* (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955), происходящий из криволучного горизонта (соответствует муктэйскому, волгинскому и киренско-кудринскому горизонтам дарривильского яруса среднего ордовика; Каньгин и др., 2017) по рр. Лена, Мойеро и Нюя (Модзалеvская, Нехорошев, 1955; Астрова, 1965, 1978). Вид *Calloporella* sp. 1 отличается от *Calloporella* sp. 2 более крупными апертурх автозооэциев. По внешней морфологии колонии и размерам зооэциев к виду *C. lamellaris* наиболее близок *Calloporella* sp. 2, а по внутренней морфологии – *Calloporella* sp. 1.

Stigmatella convestens (табл. III, фиг. 1–5; экз. ПИН, № 5846/6). К этому виду отнесена крупная пластинчатая колония диаметром примерно 30 мм и толщиной 5 мм. Макулы, представляющие собой скопление крупных автозооэциев, размером 2.5 на 2.5 мм, не выступают над поверхностью колонии. Апертур автозооэциев округло-многоугольные; в макулах размером 510–570 мкм (548 ± 20 мкм; N = 1, n = 6), между макулами размером 330–480 мкм (394 ± 42 мкм; N = 1, n = 18) (размеры взяты с изображений поверхности колонии). На 2 мм пространства в макулах приходится 3–4 апертур, между макулами – 5 апатур. Диафрагмы частые, в основном прямые, расстояние между ними 160–450 мкм (302 ± 73 мкм; N = 1, n = 18). Мезозооэции не полностью отделяют апертур автозооэциев друг от друга, в продольных срезах четковидные. Апертур мезозооэциев четырехугольные, размером 60–110 мкм (95 ± 21 мкм; N = 1, n = 6) (размеры взяты с изображений шлифов). Диафрагмы очень частые, прямые, расстояние между ними 60–80 мкм. Присутствие акантостилей неясно.

Данный вид был описан Астровой по единственному экземпляру, происходящему из долборского горизонта по р. Подкаменная Тунгуска (Иванова и др., 1955; Астрова, 1965). Вид *S. convestens* также известен из верхнего ордовика Юго-Западной Тувы (верхнекаргинская подсвита) (Модзалеvская, 1977) и Юго-Западного Алтая (верхнекабинская подсвита) (Авров, Модзалеvская, 1982). Изученный нами экземпляр отличается от образца, описанного Астровой, присутствием макул, более крупными апертурх автозооэциев

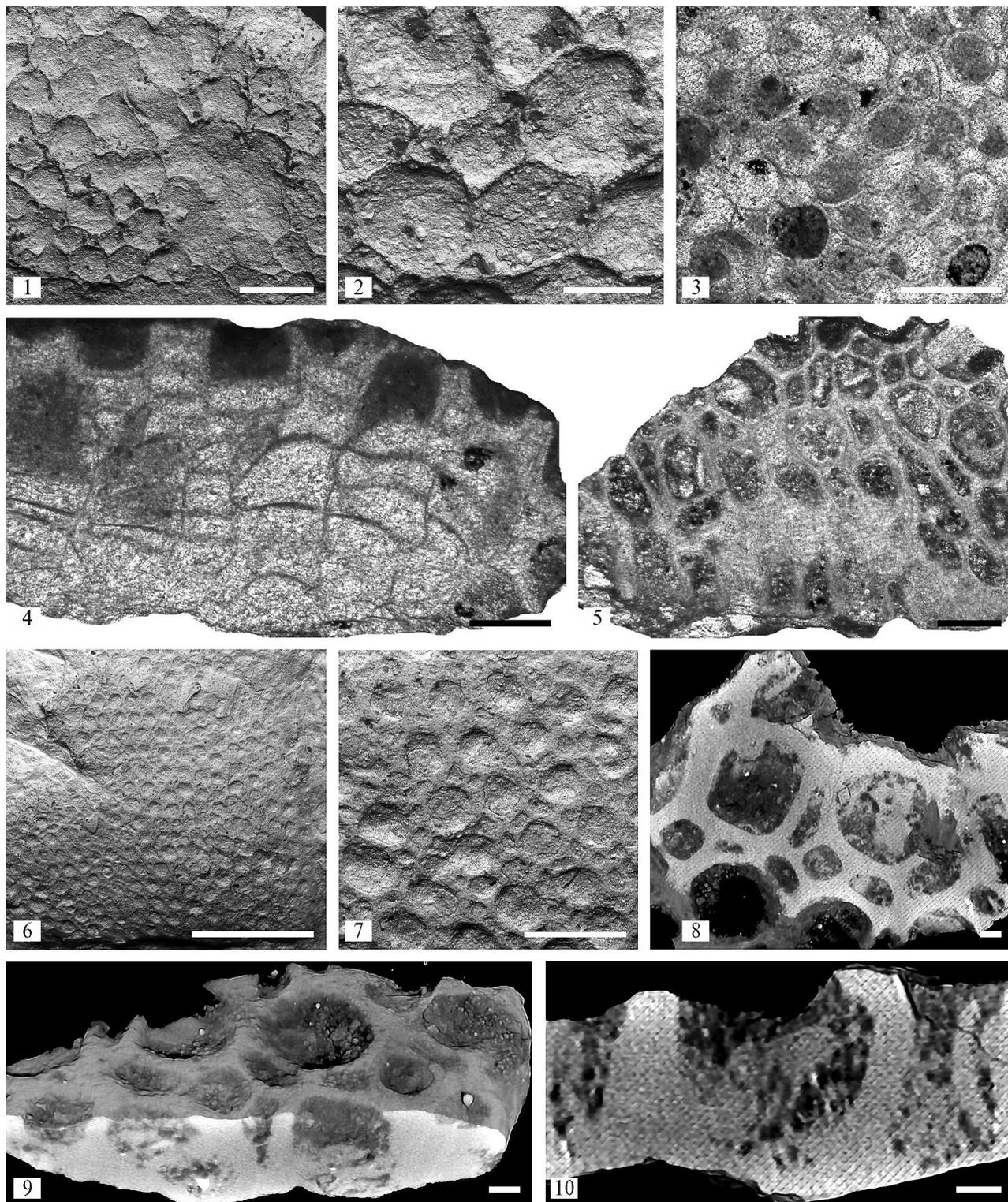


Таблица II. Мшанки отряда Trepostomata (подотряд Hallporina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 1, 2, 6, 7), шлифы (фиг. 3–5) и РКМ (фиг. 8–10).

1–4 – *Calloporella* sp. 1, экз. ПИН, № 5846/4; 5–10 – *Calloporella* sp. 2, экз. ПИН, № 5846/5. Длина масштабной линейки 2 мм для фиг. 6; 500 мкм для фиг. 1, 3, 7; 250 мкм для фиг. 4, 5; 200 мкм для фиг. 2; 50 мкм для фиг. 8–10.

в пространстве между макулами (330–480 мкм против 280–460 мкм) и неравномерно развитыми диафрагмами в автозооэциях. У тувинских образцов более ясно выражены акантостили. Вид *S. convestens* также имеет большое сходство с видом *Diplogrupa sincera* Astrova, 1965, описанным из среднего ордовика о-ва Вайгач (Астрова, 1965), что, очевидно, требует дополнительного исследования представителей этих видов.

Stigmatella sp. (табл. III, фиг. 6–8; экз. ПИН, № 846/7; размеры элементов колонии взяты с изображений шлифов). К этому виду отнесена уплощенная ветвистая колония. Зрелая зона узкая, незрелая – широкая. Апертуры автозооэциев округлые или петалоидные, размером 220–370 мкм (298 ± 48 мкм; $N = 1$, $n = 12$). На 2 мм пространства приходится 5–6 апертур. Диафрагмы в автозооэциях редкие. Мезозооэции многочисленные, почти полностью окружают автозооэции. Апертуры мезозооэциев округлые, размером 80–100 мкм. Диафрагмы в мезозооэциях частые, развиты в пределах зрелой зоны. Присутствие акантостилей неясно.

Изученная колония близка к виду *Stigmatella tungusensis* Astrova in Ivanova et al., 1955, к экземплярам, выделенным Астровой (Иванова и др., 1955) в группу “г”. Однако данный вид ранее был описан только из криволучского надгоризонта по рр. Подкаменная Тунгуска и Кулюмбе (Иванова и др., 1955; Волкова, 1982). Кроме того, *Stigmatella* sp. отличается от *S. tungusensis* (группа “г”) более крупными апертурами автозооэциев (на 2 мм приходится 5–6 апертур вместо 7–8).

Batostoma varians (табл. III, фиг. 9–11; экз. ПИН, № 5846/8; размеры элементов колонии взяты с изображений шлифов). Для этого вида характерны крупные ветвистые колонии, разделенные на эндо- и экзозоны. Экзозона достаточно широкая. Апертуры автозооэциев округлые или овальные, размером 250–460 мкм (360 ± 60 мкм; $N = 1$, $n = 12$). В эндозоне диафрагмы в автозооэциях расположены неравномерно, расстояние между ними 760–900 мкм; в экзозоне их количество увеличивается, расстояние между ними 150–380 мкм. Мезозооэции редкие, четковидные в продольном сечении. Диафрагмы в мезозооэциях обильные, расстояние между ними около 100 мкм. Акантостили мелкие, многочисленные, развиты вблизи поверхности колонии.

По ранее опубликованным данным, вид *B. varians* имеет следующее распространение: средний–верхний ордовик Сибирской платформы (Иванова и др., 1955; Астрова, 1978; Ярошинская, 1978; Розман и др., 1979; Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984): баксанский горизонт по р. Кулюмбе, мангазейский и долборский горизонты по рр. Подкаменная Тунгуска и Большая Нирунда, кетский горизонт, нирудинский подгоризонт по р. Большая Нирунда; средний ордовик:

нижекаргинская подсвита Юго-Западной Тувы (Модзалевская, 1977); верхний ордовик: кулонская свита хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), толмачевский горизонт Таймыра (Нехорошева, 1965, 1966б, 2018), малодиринг-айанская свита о. Котельный (Нехорошева, 2018), ричмонд Северной Америки (Cumings, Calloway, 1912).

Orbignyella moyerokanensis sp. nov. (табл. IV, фиг. 1–12; экз. ПИН, №№ 5846/9, 5846/10). Представители рода *Orbignyella* впервые встречены в ордовике Сибирской платформы. Описание нового вида приводится ниже.

Leptotrypa sp. (табл. V, фиг. 1–5; экз. ПИН, № 5846/11; все размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). К этому виду отнесен фрагмент длиной 1 мм и шириной 1.4 мм одной маленькой пластинчатой колонии. Апертуры автозооэциев округло-многоугольные или петалоидные, диаметром 170–270 мкм (226 ± 30 мкм; $N = 1$, $n = 16$). Диафрагмы в автозооэциях присутствуют. Эксилязооэции редкие, размером 110–130 мкм. Акантостили крупные, диаметром 30–40 мкм, по 3–5 возле каждой апертуры, иногда внедряются в полость апертур.

Из ордовика Сибирской платформы ранее был описан только один вид рода *Leptotrypa* – *L. jadrenkinae* Jaroshinskaya in Volkova et Jaroshinskaya, 1984, происходящий из долборского горизонта по р. Нижняя Чунку (Волкова, Ярошинская, 1984). Мшанка *Leptotrypa* sp. имеет сходное с *L. jadrenkinae* внешнее строение колонии. Однако *Leptotrypa* sp. отличается от *L. jadrenkinae* более мелкими апертурами автозооэциев (170–270 против 230–350 мкм) и присутствием диафрагм в автозооэциях.

Мшанки отряда **Fenestrata** представлены родом *Parachasmatorpora* Morozova et Lavrentjeva, 1981 с видом *Parachasmatorpora* sp. (семейство *Chasmatorporidae* Schulga-Nesterenko, 1955, подотряд *Phylloporinina* Lavrentjeva, 1979). Этот род отличается от наиболее близкого рода *Chasmatorpora* Eichwald, 1890 наличием 2–3 рядов автозооэциев на ветвях вместо 4 рядов у *Chasmatorpora*.

Parachasmatorpora sp. (табл. V, фиг. 6–14; экз. ПИН, №№ 5846/12, 5846/13, 5846/14; все размеры структур взяты с изображений поверхности колоний). К этому виду отнесены сетчатые колонии с волнисто-изогнутыми, анастомозирующими прутьями. Автозооэции на прутьях располагаются в 2–3 ряда, реже в 4 (табл. V, фиг. 9–11). Апертуры автозооэциев округлые или овальные, по наибольшему диаметру 100–140 мкм (114 ± 12 мкм; $N = 3$, $n = 24$). На 2 мм вдоль прута насчитывается 8–9 апертур. Стенки зооэциев пронизаны капиллярами (табл. V, фиг. 14). Поверхность оборотной стороны колонии продольно-струйчатая, с многочисленными микростилиями (табл. V, фиг. 12),

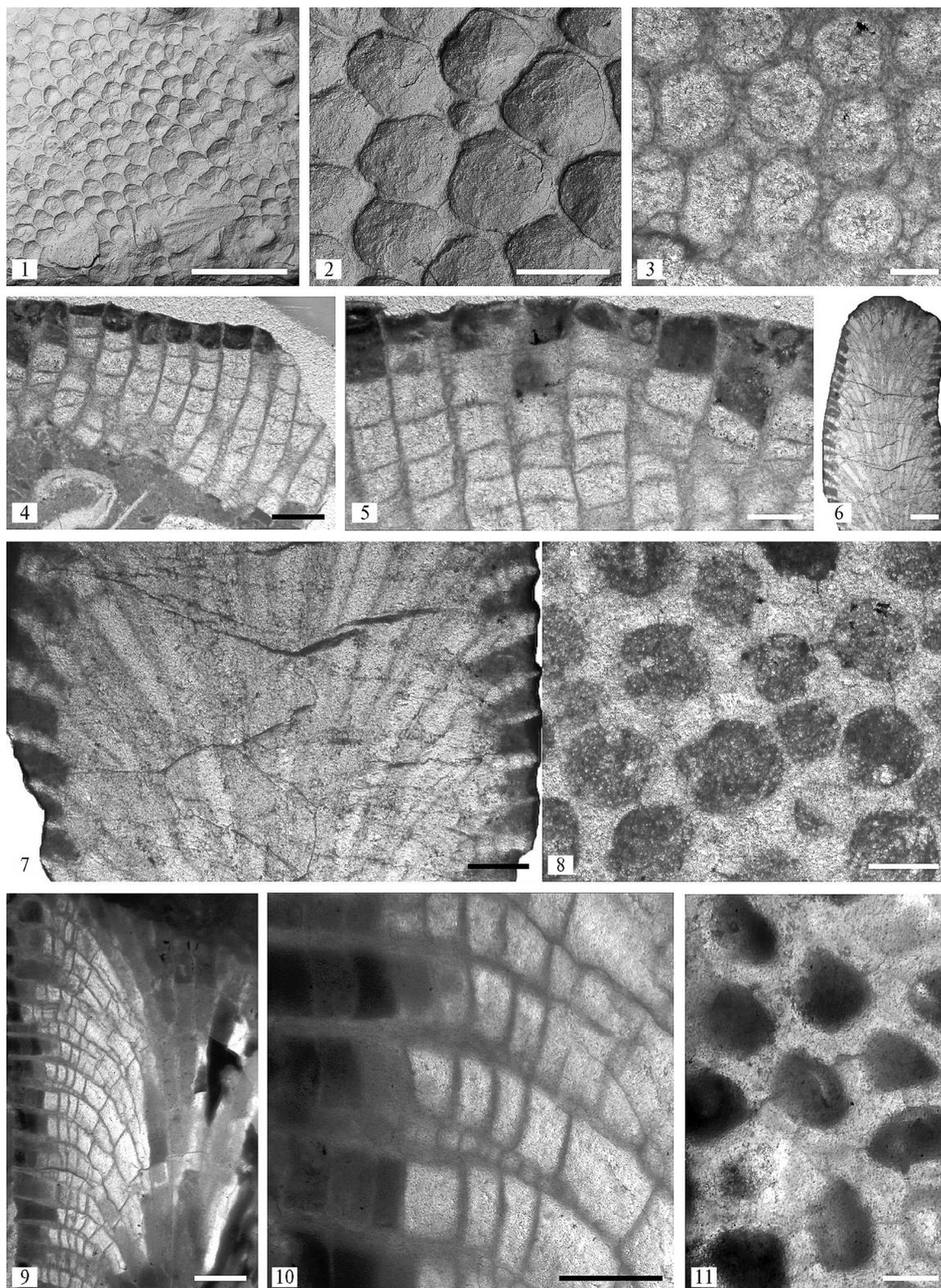


Таблица III. Мшанки отряда Trepostomata (подотряд Hallorogina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 1, 2) и шлифы (фиг. 3–11).

1–5 – *Stigmatella convestens* Astrova in Ivanova et al., экз. ПИН, № 5846/6; 6–8 – *Stigmatella* sp., экз. ПИН, № 5846/7; 9–11 – *Batostoma varians* (James), экз. ПИН, № 5846/8. Длина масштабной линейки 1 мм для фиг. 1, 6, 9; 750 для фиг. 4; 500 мкм для фиг. 2, 5, 7, 10; 250 мкм для фиг. 3, 8, 11.

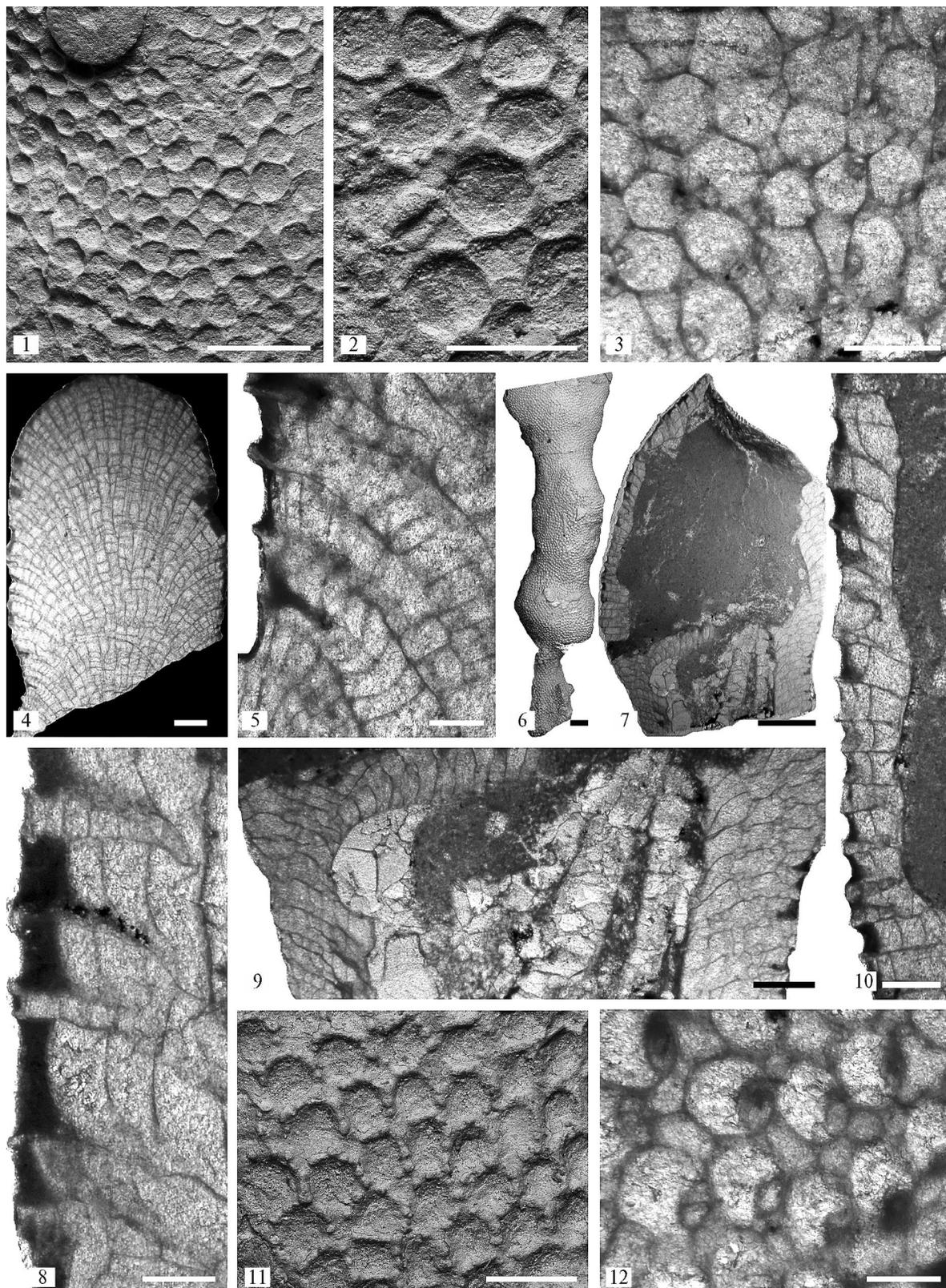


Таблица IV. Мшанки отряда Trepostomata (подотряд Amplexorogina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 1, 2, 6, 11) и шлифы (фиг. 3–5, 7–10, 12).

1–12 – *Orbignyella moyerokanensis* sp. nov.: 1–5 – голотип ПИН, № 5846/9; 6–12 – паратип ПИН, № 5846/10. Длина масштабной линейки 2 мм для фиг. 6, 7; 1 мм для фиг. 1, 4; 750 мкм для фиг. 9; 500 мкм для фиг. 2, 3, 10, 11; 250 мкм для фиг. 5, 8, 12.

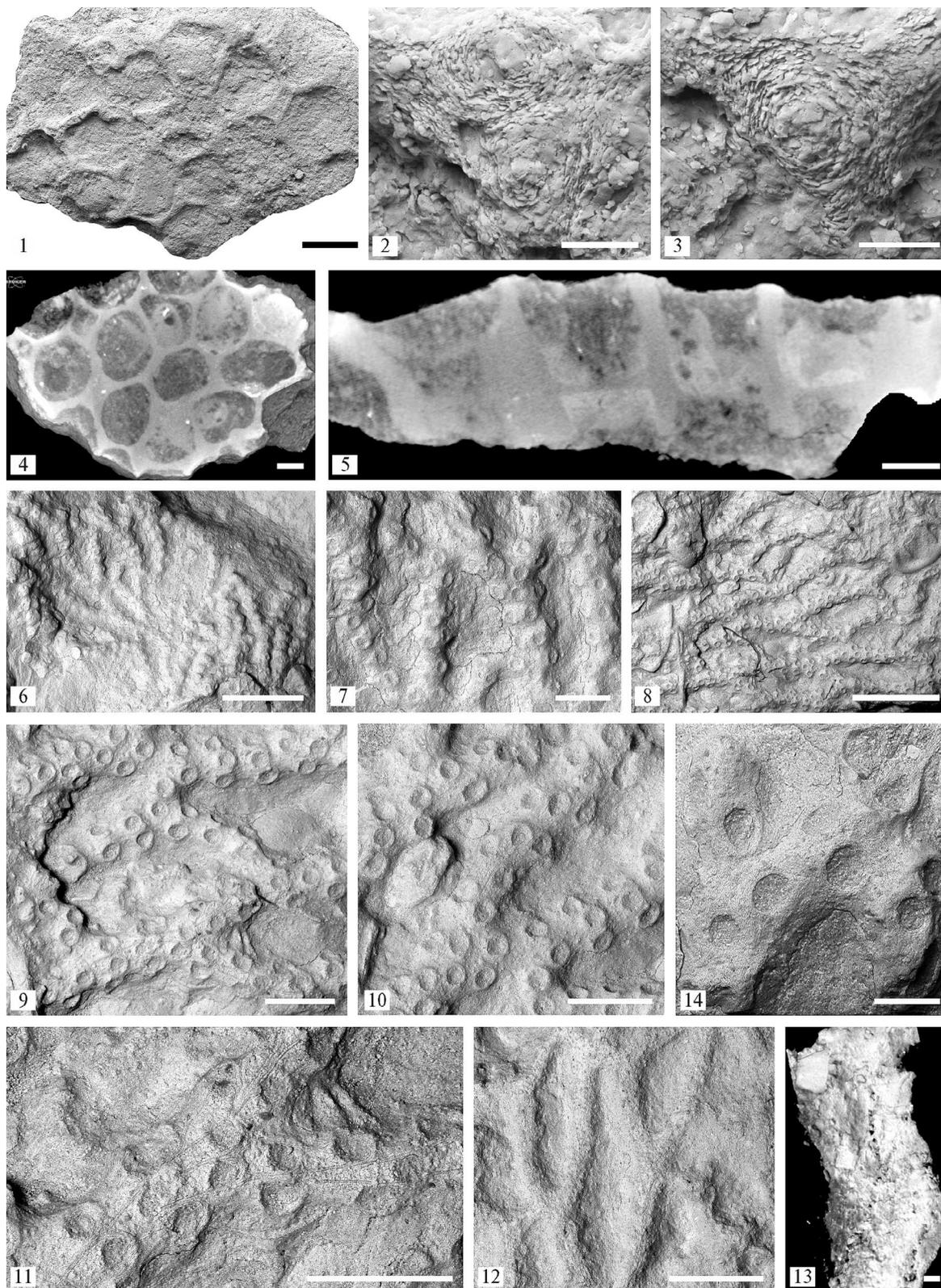


Таблица V. Мшанки отрядов Trepostomata (подотряд Amplexoporina) (фиг. 1–5) и Fenestrata (подотряд Phylloporinina) (фиг. 6–14) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 1–3, 6–12, 14) и РКМ (фиг. 4, 5, 13).

1–5 – *Leptotrypa* sp., экз. ПИН, № 5846/11; 6–14 – *Parachasmatorpa* sp.: 6, 7 – экз. ПИН, № 5846/13, 8–13 – экз. ПИН, № 5846/12, 14 – экз. ПИН, № 5846/14. Длина масштабной линейки 2 мм для фиг. 6, 8; 1 мм для фиг. 12; 500 мкм для фиг. 7, 9–11; 200 мкм для фиг. 1, 14; 100 мкм для фиг. 4, 5; 50 мкм для фиг. 13; 20 мкм для фиг. 2, 3.

предположительно, капиллярами, расположенными на границе зоооциев (табл. V, фиг. 13).

Parachasmatorpora sp. по размеру апертур наиболее близок к *P. maennili* Morozova et Lavrentjeva, 1981 (100–140 против 100–120 мкм у *P. maennili*) (Морозова, Лаврентьева, 1981; Лаврентьева, 1985). Однако для *Parachasmatorpora* sp. изучена только внешняя морфология, так как колонии этого вида очень тонкие и хрупкие, что не позволило отделить их от плитки известняка для изготовления шлифов. Один очень мелкий обломок (размером около 1 мм) был изучен с помощью РКМ. Тем не менее это не позволило выявить внутреннее строение автозоооциев, так как их внутренние полости оказались заполнены микритом.

Представители рода *Parachasmatorpora* впервые установлены в ордовике Сибирской платформы. Ранее из долборского горизонта из отряда *Fenestrata* были описаны мшанки рода *Chasmatorpora*: *C. cf. moyeroensis* Nekhoroshev, 1955 с р. Мойеро и *C. pusilla* Astrova, 1965 с р. Подкаменная Тунгуска. Однако оба этих вида в настоящее время относятся к роду *Moogephylloporina* Bassler, 1952, который входит в состав подотряда *Fenestellina* Astrova et Morozova, 1956 (см. Морозова, 2001).

Мшанки отряда **Cryptostomata** представлены многочисленными фрагментами колоний, принадлежащих родам *Phaenopora* Hall, 1851 и *Phaenoporella* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955 (семейство *Ptilodictyidae* Zittel, 1880, подотряд *Ptilodictyina* Astrova et Morozova, 1956). В составе первого рода выделяют 58 видов, а в составе второго – 12 видов (Горюнова, Лаврентьева, 1993). Нами изучались только наиболее целые колонии, поскольку почти вся систематика *Phaenopora* и *Phaenoporella* построена на внешних морфологических признаках. Для определения видов этих родов необходимо знать форму колонии, а также количество рядов апертур автозоооциев на их поверхности, которое меняется на разных участках колонии. Внутреннее строение мшанок *Phaenopora* и *Phaenoporella* однотипное и систематическое значение отдельных признаков пока не установлено.

Изученные мшанки рода *Phaenopora* представлены видами *P. plebeia* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955, *P. pennata* Nekhoroshev, 1961, *P. erecta* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955, *P. carinata* Nekhoroshev, 1961 и *P. viluensis* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955, а мшанки рода *Phaenoporella* – видами *Phaenoporella* sp. и *P. multipora* Nekhoroshev, 1961. Согласно Астровой (1965), некоторые виды рода *Phaenopora* должны входить в состав родов *Fimbriopora* Astrova, 1965 и *Ensipora* Astrova, 1965, но Нехорошевым (1977) была доказана необоснованность выделения этих

родов (также см.: Нехорошева, 1966а; Горюнова, Лаврентьева, 1993; Горюнова, 1996).

Phaenopora* [= *Fimbriopora*] *plebeia (табл. VI, фиг. 1–9; экз. ПИН, №№ 5846/15, 5846/16, 5846/17; все размеры структур взяты с изображений поверхности колоний). К этому виду отнесены несколько фрагментов тонковетвистых билатеральных колоний, шириной 1.5–2.5 мм. Апертуры автозоооциев овально-прямоугольные, в краевых рядах длиной 150–220 мкм (177 ± 21 мкм; $N = 3$, $n = 14$) и шириной 90–130 мкм (108 ± 14 мкм; $N = 3$, $n = 14$). На 2 мм длины колонии приходится 7–8 апертур. Апертуры расположены почти в шахматном порядке в 6–11 рядов на поверхности колонии (табл. VI, фиг. 1, 8) и разделены широкими гребнями шириной около 60–70 мкм. В продольных срезах наблюдаются несколько рядов со скошенными апертурами автозоооциев (табл. VI, фиг. 6). Метазоооциии расположены парно возле каждой апертуры (табл. VI, фиг. 2, 9). Апертуры метазоооциев неправильно-округлые, размером по наибольшему диаметру 30–60 мкм (46 ± 12 мкм; $N = 2$, $n = 6$). Бугорки между метазоооциями не наблюдались. Мезотека почти прямая (табл. VI, фиг. 7).

У одного из изученных экземпляров нижняя гемисепта длинная, косо направленная вниз, верхняя гемисепта длинная, прямая и вертикальная (табл. VI, фиг. 3). У другого экземпляра верхняя гемисепта короткая, характер нижней гемисепты неясен (табл. VI, фиг. 5). Видимое различие между морфологией гемисепт в этих двух колониях может быть связано с разной их сохранностью. Кроме того, при первом описании вида, а также позже Нехорошевым (см. Модзалева, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961) характер развития гемисепт не рассматривался. Однако, согласно Астровой (1965, с. 261), у этого вида “верхняя гемисепта в виде слабозаметного выступа, нижняя – короткая, сильно утолщенная и скошенная”.

По ранее опубликованным данным, вид *P. plebeia* имеет следующее распространение: средний–верхний ордовик и нижний силур Сибирской платформы (Модзалева, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961; Астрова, 1965; Розман и др., 1979; Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984): баксанский горизонт по р. Кулюмбе, долборский горизонт по рр. Мойеро и Подкаменная Тунгуска, верхняя часть верхнего ордовика по р. Моркока, лландоверийский ярус по рр. Вилуй, Марха, Моркока, Олдондо, Мойеро и Подкаменная Тунгуска; верхний ордовик: короткинский горизонт Центрального Таймыра (Нехорошева, 1966а, 1966б, 1997а), кулонская свита хр. Сетте-Дабан (Модзалева, 1970), сайринский комплекс (*Sairin assemblage*) катийского яруса Гоби-Алтайской зоны Южной Монголии (Agiunchimeg, 2009), анисинская и терютэхская свиты о. Котельный (Нехорошева, 2018).

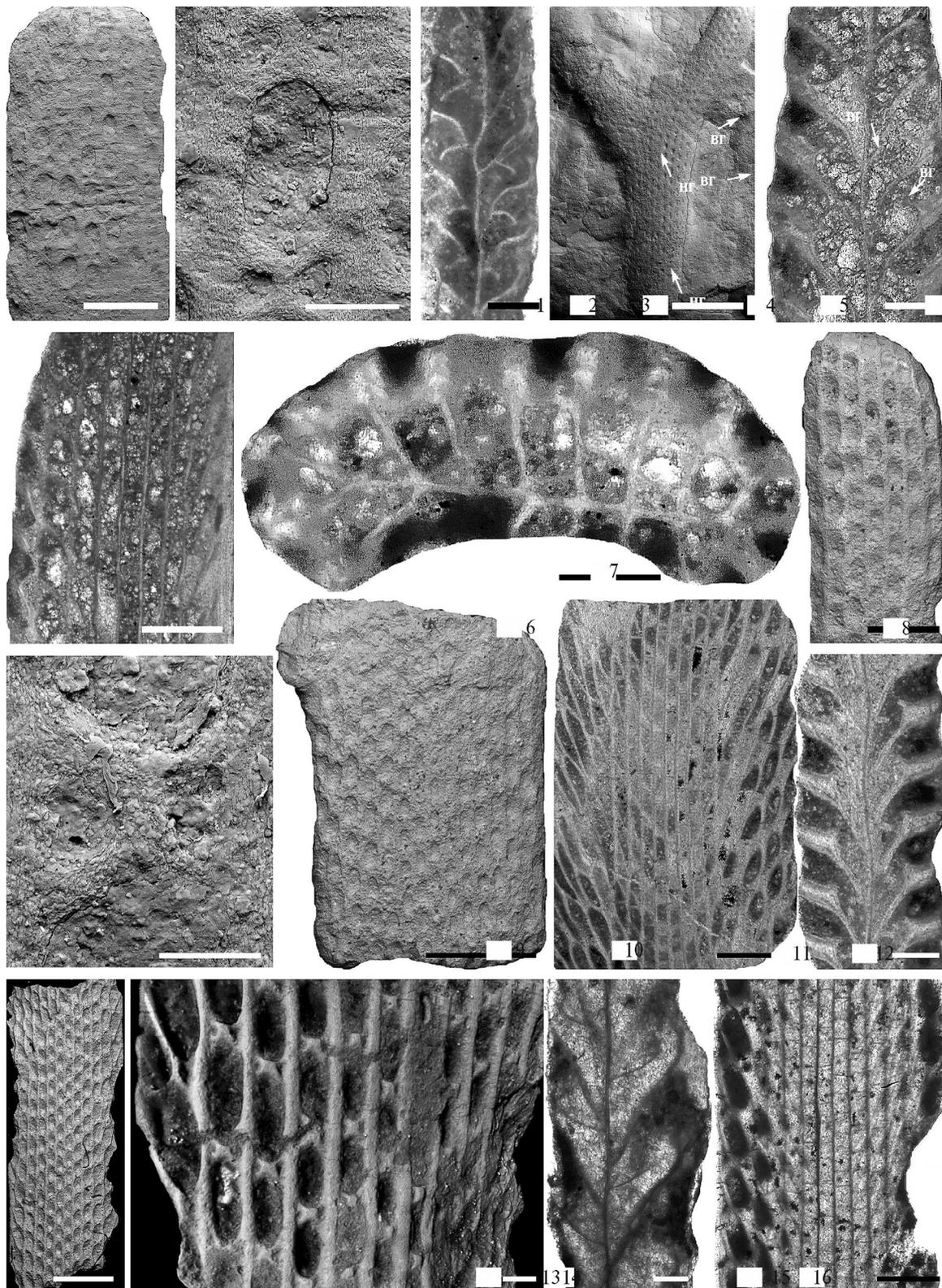


Таблица VI. Мшанки отряда Cryptostomata (подотряд Ptilodictyina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 1, 2, 4, 8–10, 13), шлифы (фиг. 3, 5–7, 11, 12, 15, 16) и РКМ (фиг. 14).

1–9 – *Phaeoporora plebeia* Nekhoroshev: 1–3 – экз. ПИН, № 5846/15, 4–7 – экз. ПИН, № 5846/16, 8, 9 – экз. ПИН, № 5846/17; 10–12 – *P. pennata* Nekhoroshev, экз. ПИН, № 5846/18; 13–16 – *P. erecta* Nekhoroshev, экз. ПИН, № 5846/19. Обозначения: вг – верхняя гемисепта, нг – нижняя гемисепта. Длина масштабной линейки 2 мм для фиг. 4; 1 мм для фиг. 10, 13; 500 мкм для фиг. 1, 6, 8, 11, 16; 250 мкм для фиг. 3, 5, 7, 12; 100 мкм для фиг. 2, 14, 15; 50 мкм для фиг. 9.

Phaenopora [= Ensipora] pennata (табл. VI, фиг. 10–12; экз. ПИН, № 5846/18; все размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). К этому виду отнесен один фрагмент прямой, предположительно неветвящейся лентовидной билатеральной колонии шириной около 3.0 мм. Апертуры автозооциев овально-прямоугольные: в краевых рядах длиной 230–280 мкм (244 ± 22 мкм; $N = 1$, $n = 5$) и шириной 90–120 мкм (114 ± 15 мкм; $N = 1$, $n = 5$), в срединных рядах длиной 170–210 мкм (190 ± 14 мкм; $N = 1$, $n = 6$) и шириной 80–110 мкм (95 ± 14 мкм; $N = 1$, $n = 6$). На 2 мм длины колонии приходится 7.5 апертур (в центре) и 6 (по краям). Апертуры расположены почти в шахматном порядке в 14–16 рядов (табл. VI, фиг. 10), разделенных узкими гребнями, на поверхности колонии. В продольных срезах наблюдаются до четырех краевых перистых рядов со скошенными апертурами автозооциев. Метазооциии расположены парно возле каждой апертуры. Бугорки между метазооцииями не наблюдались. Нижняя и верхняя гемисепты прямые и короткие. Характер мезотеки неизвестен.

Вид *P. pennata* впервые обнаружен в ордовике Сибирской платформы. По ранее опубликованным данным, *P. pennata* имеет следующее распространение: верхний ордовик, кулонская свита хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), сайринский комплекс (Sairin assemblage) катийского яруса Гоби-Алтайской зоны Южной Монголии (Agiunchimeg, 2009); нижний силур, лландоверийский ярус Сибирской платформы по рр. Виллой, Марха, Маймечи и Подкаменная Тунгуска (Нехорошев, 1961; Астрова, 1965) и Центрального Таймыра (Нехорошева, 1997б).

Phaenopora [= Ensipora] erecta (табл. VI, фиг. 13–16; экз. ПИН, № 5846/19; все размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). К этому виду отнесен один фрагмент прямой лентовидной неветвящейся билатеральной колонии шириной около 2.0 мм. Апертуры автозооциев овально-прямоугольные: в краевых рядах длиной 240–310 мкм (278 ± 24 мкм; $N = 1$, $n = 8$) и шириной 100–120 мкм (111 ± 7 мкм; $N = 1$, $n = 8$), в срединных рядах длиной 190–210 мкм (202 ± 8 мкм; $N = 1$, $n = 12$) и шириной 90–110 мкм (100 ± 5 мкм; $N = 1$, $n = 12$). На 2 мм длины колонии приходится 7.5 апертур в центре и 6–7 по краям. Апертуры расположены почти в шахматном порядке в 11–12 рядов, разделенных гребнями шириной около 20 мкм, на поверхности колонии. Перистые ряды отсутствуют; однако в двух краевых рядах апертуры крупные и скошенные. Метазооциии расположены парно возле каждой апертуры (табл. VI, фиг. 13). Апертуры метазооциев неправильно-округлые, размером по наибольшему диаметру 20–35 мкм (30 ± 6 мкм; $N = 1$, $n = 10$). Между метазооцииями расположены бугорки (табл. VI, фиг. 14). Нижняя гемисепта длинная, почти горизонтальная, изогнутая сверху

(табл. VI, фиг. 15). Характер верхней гемисепты неясен, но, согласно Астровой (1965), она должна быть длинной и направленной вверх.

По ранее опубликованным данным, вид *P. erecta* имеет следующее распространение: средний и верхний ордовик Сибирской платформы (Астрова, 1965): мангазейский надгоризонт (соответствует чертовскому и баксанскому горизонтам) и долборский ярус по р. Подкаменная Тунгуска; верхний ордовик: кулонская свита хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), сайринский комплекс (Sairin assemblage) катийского яруса Гоби-Алтайской зоны Южной Монголии (Agiunchimeg, 2009), короткинский горизонт Центрального Таймыра (Нехорошева, 1997а); анисинская и терютэжская свиты о. Котельный (Нехорошева, 2018); нижний силур: лландоверийский ярус по рр. Виллой, Марха и Мойеро на Сибирской платформе (Модзалевская, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961), хуцинбулакские слои Северо-Западной Монголии, даштыгойский горизонт Центральной Тувы (Нехорошева, 2018).

Phaenopora [= Ensipora] carinata (табл. VII, фиг. 1–8; экз. ПИН, №№ 5846/20, 5846/21; все размеры структур взяты с изображений поверхности колонии). Для этого вида характерны прямые лентовидные неветвящиеся билатеральные колонии шириной до 2.5 мм. Апертуры автозооциев овально-прямоугольные: в краевых рядах длиной 190–240 мкм (203 ± 14 мкм; $N = 1$, $n = 12$) и шириной 80–120 мкм (99 ± 14 мкм; $N = 1$, $n = 12$), в срединных рядах длиной 140–170 мкм (158 ± 11 мкм; $N = 1$, $n = 12$) и шириной 60–85 мкм (71 ± 8 мкм; $N = 1$, $n = 12$). На 2 мм длины колонии приходится 10 апертур в центре и 7–8 по краям. Апертуры расположены почти в шахматном порядке в 10–11 прямых рядов, разделенных широкими гребнями шириной около 80 мкм (табл. VII, фиг. 2, 4, 7), на поверхности колонии. Перистые ряды отсутствуют, однако в продольных срезах апертуры одного или двух краевых рядов могут быть скошены. Метазооциии очень мелкие, наблюдаются в продольных срезах (табл. VII, фиг. 5, 8) и изредка на поверхности колонии, предположительно расположены парно возле каждой апертуры (табл. VII, фиг. 4). Между метазооцииями расположены бугорки (табл. VII, фиг. 3). Верхняя гемисепта короткая (табл. VII, фиг. 5, 8). Характер нижней гемисепты и мезотеки неизвестен.

По ранее опубликованным данным, вид *P. carinata* имеет следующее распространение: средний ордовик Сибирской платформы (Нехорошев, 1961): мангазейский надгоризонт (соответствует чертовскому и баксанскому горизонтам) по р. Чуныя; верхний ордовик: верхнебаранинский подгоризонт Южного Верхоянья, руч. Бараний (Волкова и др., 1978).

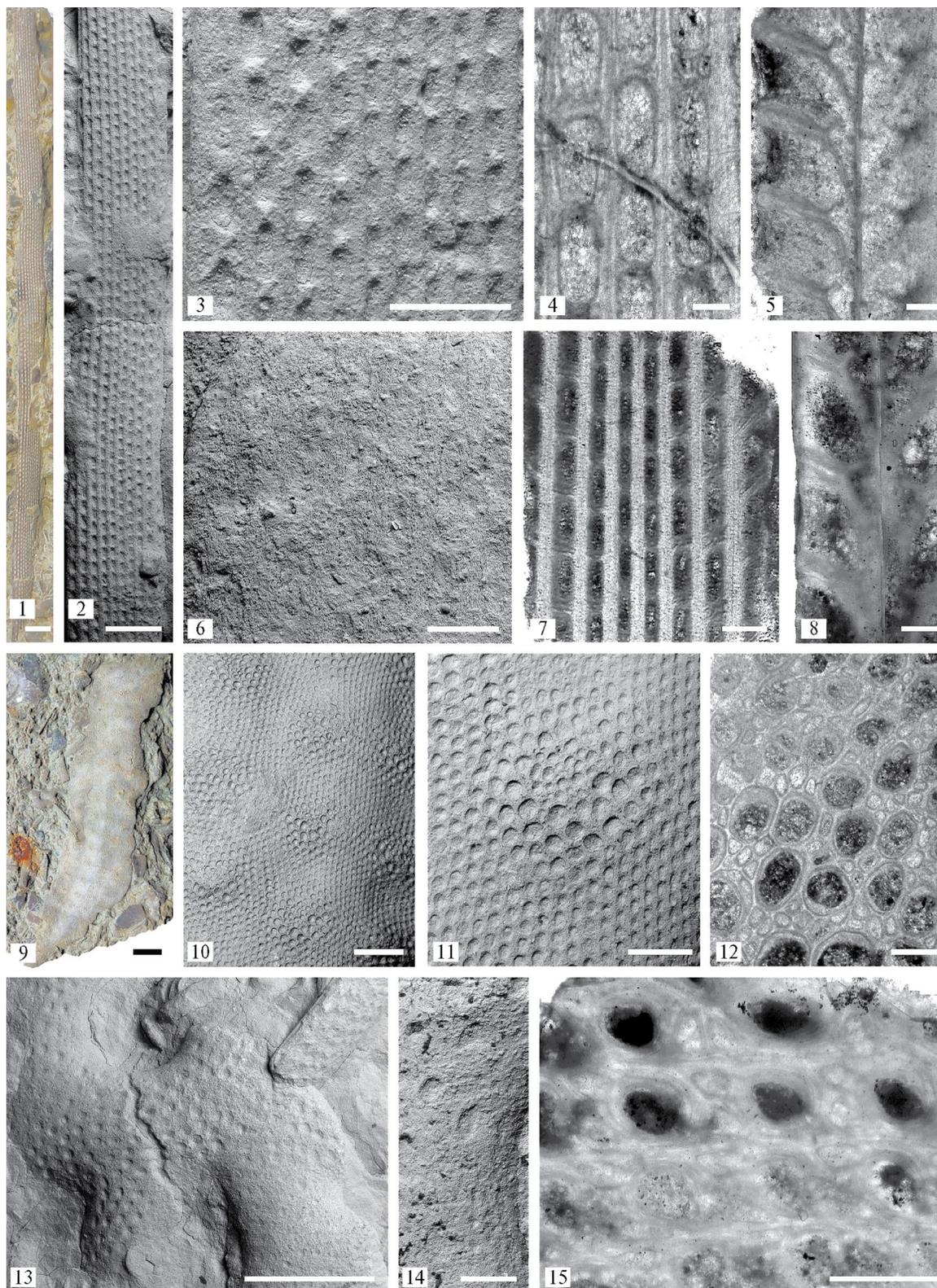


Таблица VII. Мшанки отряда Cryptostomata (подотряд Ptilodictyina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 2, 3, 6, 10, 11, 13, 14) и шлифы (фиг. 4, 5, 7, 8, 12, 15).

1–8 – *Phaeopora carinata* Nekhoroshev: 1–5 – экз. ПИН, № 5846/20, 6–8 – экз. ПИН, № 5846/21; 9–12 – *P. viluensis* Nekhoroshev, экз. ПИН, № 5846/22; 13–15 – *Phaeoporella* sp., экз. ПИН, № 5846/23. Длина масштабной линейки 1 см для фиг. 9; 2 мм для фиг. 1, 10, 13; 1 мм для фиг. 2, 11; 500 мкм для фиг. 3; 250 мкм для фиг. 7, 12, 14, 15; 200 мкм для фиг. 6; 100 мкм для фиг. 4, 5, 8.

Phaenopora viluensis (табл. VII, фиг. 9–12; экз. ПИН, № 5846/22). Для этого вида характерны крупные узколистовидные неветвящиеся билатеральные колонии с толстым срединным валиком (табл. VII, фиг. 9). Поверхность колонии покрыта многочисленными слабо возвышающимися, равномерно расположенными макулами размером 2.5–2.7 мм; расстояние между макулами 1.1–1.5 мкм (табл. VII, фиг. 10). Макулы этого вида представляют собой скопления крупных автозооциев, между которыми встречаются и более мелкие автозооциевы. Апертуры автозооциев округлые или овальные; в макулах размером по наибольшему диаметру 170–370 мкм (285 ± 72 мкм; $N = 1$, $n = 12$), между макулами размером 190–230 мкм (208 ± 9 мкм; $N = 1$, $n = 12$) (размеры взяты с изображений поверхности колонии). На 2 мм пространства в макулах приходится 7–8 апертур, между макулами – 8–9 апертур. Метазооциевы обильные, в разном количестве расположены между апертурами автозооциев (табл. VII, фиг. 12). Апертуры метазооциев неправильно-округлые, размером по наибольшему диаметру 50–120 мкм (82 ± 20 мкм; $N = 1$, $n = 12$; размеры взяты с изображений шлифов).

По ранее опубликованным данным, вид *P. viluensis* имеет следующее распространение: верхний ордовик: короткинский горизонт Центрального Таймыра (Нехорошева, 1997а); верхний ордовик–нижний силур Сибирской платформы: долборский ярус по рр. Мойеро, верх верхнего ордовика по р. Моркока, лландоверийский ярус по рр. Виллой, Марха (Модзалевская, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961).

Phaenoporella sp. (табл. VII, фиг. 13–15; экз. ПИН, № 5846/23; размеры апертур зооциев взяты с изображений шлифов). К этому виду отнесен фрагмент сетчатой колонии. Апертуры автозооциев овальные, размером по наибольшему диаметру 150–190 мкм (172 ± 15 мкм; $N = 1$, $n = 5$); расположены в 9–10 рядов на пруте (табл. VII, фиг. 13), разделенных гребнями шириной около 20 мкм. На 2 мм длины прута приходится 8–9 апертур, на 2 мм ширины – 10–12 апертур. Метазооциевы расположены парно возле каждой апертуры (табл. VII, фиг. 15) и вокруг петель, образуя несколько концентрических рядов (табл. VII, фиг. 14). Апертуры метазооциев овальные, размером по наибольшему диаметру 70–90 мкм (80 ± 6 мкм; $N = 1$, $n = 6$). Капилляры не наблюдались.

По количеству автозооциев на прутьях и размерам зооциев *Phaenoporella sp.* близка к видам *P. transenna-mesofenestralia* (Schoenmann, 1927) и *P. macrofenestralia* (Schoenmann, 1927). Однако фрагментарность изученного образца не позволяет точно установить вид. Оба вида известны из среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы (Шейнманн, 1927; Нехорошев, 1961; Астрова, 1965; Ярошинская, 1978), а *P. transenna-mesofenestralia*

встречена также в верхнем ордовике Южного Верхоянья (Волкова и др., 1978), хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970) и Горного Алтая (Ярошинская, 1960).

Phaenoporella multipora (табл. VIII, фиг. 1–8; экз. ПИН, № 5846/24; размеры апертур зооциев взяты с изображений шлифов). Для этого вида характерны крупные сетчатые веерообразные колонии с узким концом сочленения, который у изученной колонии имеет вид толстого прута шириной в средней части 380 мкм (табл. VIII, фиг. 1–3). Сетка образована анастомозированием билатеральных прутьев, ширина которых 150–210 мкм (180 ± 18 мкм; $N = 1$, $n = 12$). Петли округлые или овальные, размером по наибольшему диаметру 110–190 мкм (153 ± 28 мкм; $N = 1$, $n = 12$). Апертуры автозооциев овальные, размером по наибольшему диаметру 110–150 мкм (126 ± 12 мкм; $N = 1$, $n = 12$); расположены в 4–7 рядов на пруте (табл. VIII, фиг. 5–7), разделенных гребнями, шириной около 40 мкм (табл. VIII, фиг. 8). На 2 мм длины прута приходится 8–9 апертур, на 2 мм ширины – 10–12 апертур. Метазооциевы обильные, беспорядочно расположены между апертурами автозооциев (табл. VIII, фиг. 7, 8) и вокруг петель, образуя 5–6 концентрических рядов (табл. VIII, фиг. 5, 6). Апертуры метазооциев неправильно-округлые, размером 20–40 мкм (30 ± 5 мкм; $N = 1$, $n = 12$). Капилляры не наблюдались.

По ранее опубликованным данным, вид *Ph. multipora* имеет следующее распространение: средний–верхний ордовик Сибирской платформы (Нехорошев, 1961; Астрова, 1965; Волкова, Ярошинская, 1984): мангазейский надгоризонт по рр. Чуня, Подкаменная Тунгуска и Рыбокупчая, долборский горизонт по рр. Марха, Ниж. Чунку; верхний ордовик: верхняя часть толмачевского горизонта (Нехорошева, 1966а, 1966б) и короткинский горизонт (Нехорошева, 1997а) п-ва Таймыр, верхняя часть малодиринг-айанской свиты о. Котельный (Нехорошева, 2018).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ОТРЯД TREPOSTOMATA

ПОДОТРЯД AMPLEXOPORINA

СЕМЕЙСТВО АТАСТОТООЕЧИДАЕ DUNCAN, 1939

Род *Orbignyella* Ulrich et Bassler, 1904

Orbignyella moyerokanensis Koromyslova et Dronov, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1; табл. IV, фиг. 1–12

Голотип – ПИН, № 5846/9; Северная Сибирь, р. Мойерокан (правый приток р. Мойеро); верхний ордовик, катийский ярус, долборский горизонт, джеромская свита.

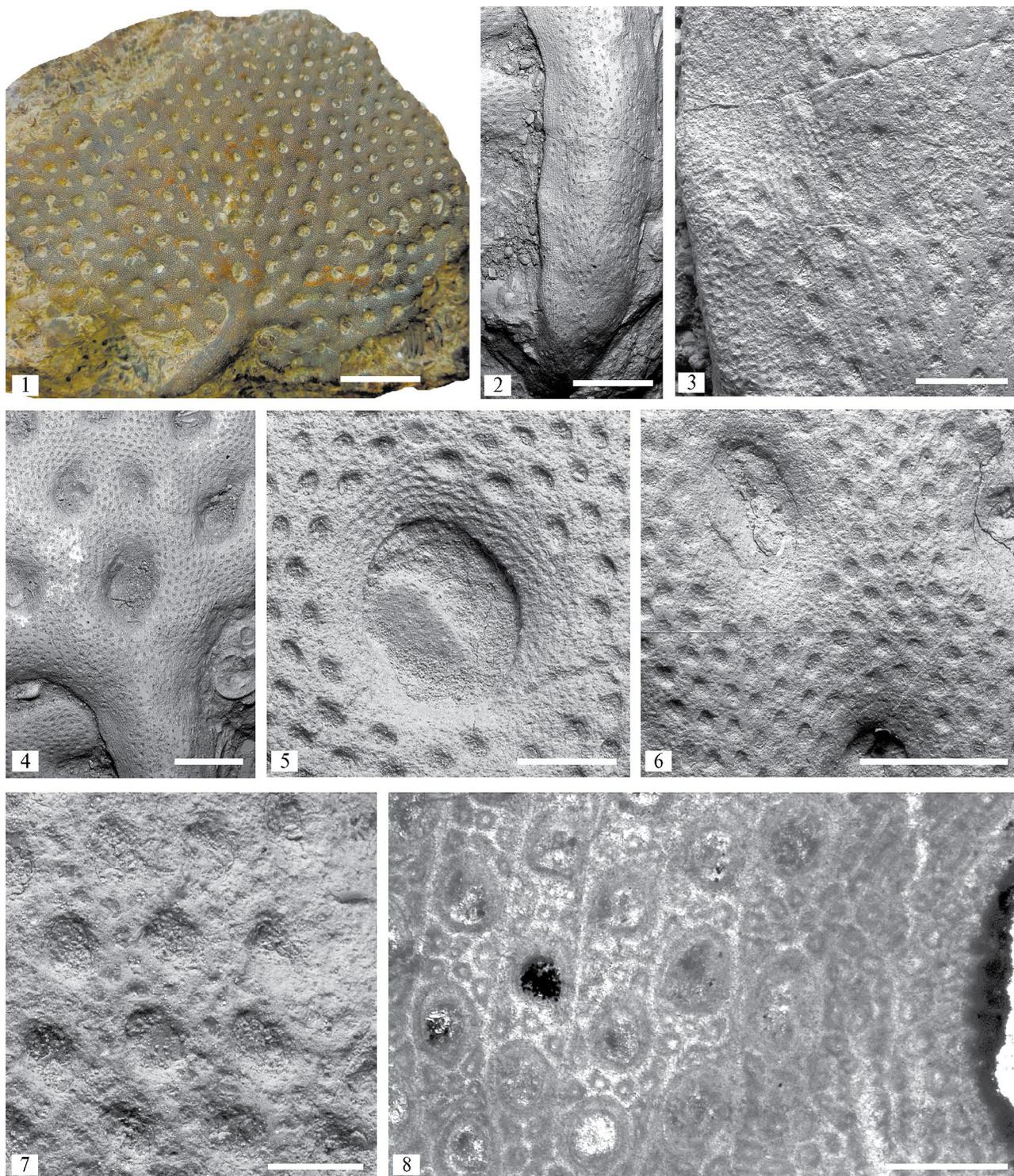


Таблица VIII. Мшанки отряда Cryptostomata (подотряд Ptilodictyina) из верхней части джеромской свиты; СЭМ (фиг. 2–7) и шлифы (фиг. 8).

1–8 – *Phaeoporella multipora* Nekhoroshev, экз. ПИН, № 5846/24. Длина масштабной линейки 1 см для фиг. 1; 2 мм для фиг. 2, 4; 1 мм для фиг. 6; 500 мкм для фиг. 3, 5; 250 мкм для фиг. 8); 200 мкм для фиг. 7.

Описание (все размеры структур взяты с изображений поверхности колоний). Колонии крупные, стержневидные массивные (табл. IV, фиг. 4) или инкрустирующие с образованием стержневидных колоний (табл. IV, фиг. 6–9), что, возможно, связано с обрастанием крупного цилиндрического объекта. В последнем случае автозооеции, очевидно, отпочковались от осевой трубчатой базальной пластины. Фрагменты колонии высотой до 40 мм, толщиной до 10 мм. Разделение на эндо- и экзозоны отсутствует. Стенки автозооециев слабоволнистые. Макулы не наблюдались. Апертуры округлые, размером 210–370 мкм (262 ± 35 мкм; $N = 2$, $n = 24$). На 2 мм пространства приходится 7–8 апертур. Диафрагмы частые, горизонтальные, провисающие, изогнутые, вблизи поверхности колонии часто цистифрагмоподобные. Присутствуют редкие зооеции с неправильно трех- или четырехугольными апертурами (эксилязооеции?), размером 110–240 мкм (159 ± 40 мкм; $N = 2$, $n = 12$), не полностью отделяющие апертуры автозооециев друг от друга. Акантостили крупные, размером до 50 мкм, многочисленные, плотным кольцом окружают апертуры зооециев (до 11–13 штук вокруг каждой апертуры); развиты вблизи поверхности колонии; центральная полость в них не наблюдалась.

Изменчивость. Изменчивость проявляется в пластичности формы колоний.

Сравнение. Новый вид отнесен к роду *Orbignyella*, так как некоторые из ранее описанных видов этого рода имеют такую же изменчивую форму колонии. По изменчивости формы колонии *O. moyerokanensis* sp. nov. сходен с *Orbignyella settedabanica* Modzalevskaya, 1970 из лабыстахской свиты среднего ордовика хр. Сетте-Дабан и с *Orbignyella recondite* Astrova, 1965 из среднего ордовика о. Вайгач. Новый вид отличается от *O. settedabanica* меньшим размером апертур автозооециев, более крупными апертурами мезозооециев и обилием акантостилей, а от *O. recondite* – более крупными апертурами автозооециев и обилием акантостилей. Представители рода *Orbignyella* впервые встречены в ордовике Сибирской платформы.

Замечания. Новый вид по изменчивости формы колонии и обилию акантостилей сходен с видом *Batostoma varians*, который также встречается в долборском горизонте Сибирской платформы. Однако, в отличие от *B. varians*, у *O. moyerokanensis* sp. nov. отсутствует разделение колонии на эндо- и экзозоны, отсутствуют мезозооеции, а акантостили приповерхностные, и центральная полость в них не наблюдалась.

Распространение. Верхний ордовик, катийский ярус, долборский горизонт; р. Мойерокан, Северная Сибирь.

Материал. Кроме голотипа, один паратип из того же местонахождения: ПИН, № 5846/10.

ОБСУЖДЕНИЕ

На Сибирской платформе самые древние мшанки обнаружены в среднем ордовике (волгинский горизонт, дарривильский ярус) (Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984). Однако во многих других регионах мира мшанки встречаются в нижнем ордовике (Pushkin, Popov, 1999; Taylor, Wilson, 1999; Xia et al., 2007; Ernst et al., 2014; Ma et al., 2015; Fedorov et al., 2017) и, возможно, в кембрии (Zhang et al., 2021). Комплекс мшанок среднего–верхнего ордовика Сибирской платформы отличается от других аналогичных по возрасту комплексов отсутствием мшанок отрядов *Esthonioporata* и *Cyclostomata*. Только один представитель эстониопорат, *Dianulites petropolitanus* Dybowski, 1877, был описан из волгинского горизонта (Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984). В то же время эстониопораты и циклостоматы известны в ордовике разных регионов мира (Модзалеvская, 1953; Buttler, 1989; Taylor, Rozhov, 1996; Taylor, Wilson, 1996, 2016; Нехорошева, 1997а; Xia et al., 2007; Ernst, Key, 2007; Ernst, Munnecke, 2009; Ernst, Nakrem, 2011; Jiménez-Sánchez, 2009; Fedorov et al., 2017).

Мшанки долборского горизонта верхнего ордовика Сибирской платформы изучены из многих местонахождений, всего известно 58 видов (табл. 1). Наряду с мшанками из других горизонтов, они были описаны из долборских отложений в бассейнах рр. Вилюй и Подкаменная Тунгуска, а также по р. Мойеро (Модзалеvская, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961; Астрова, 1965; Розман и др., 1979), по р. Большая Нирунда (приток р. Подкаменная Тунгуска) (Ярошинская, 1978; Розман и др., 1979; Волкова, Ярошинская, 1984), а также по р. Кулюмбе (Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984). Как видно из табл. 1, наибольшее количество мшанок долборского горизонта изучено из бассейна р. Подкаменная Тунгуска. В то же время мшанки долборского горизонта по р. Мойерокан почти не изучены. Ранее Астровой (Розман и др., 1979) в долборском горизонте по р. Мойерокан отмечалось (без описаний и изображений) присутствие пяти видов мшанок из двух отрядов: *Trepotomata* (*Nicholsonella mariae* Astrova, 1965, *Batostoma implicatum* Nicholson, 1881, *Homotrypa tumulosa* (Astrova, 1955)) и *Cryptostomata* (*Phaenopora* (= *Ensipora*) *erecta*, *Phaenoporella transenna-mesofenestralia*). Нами в долборском горизонте по р. Мойерокан были установлены мшанки, принадлежащие к 10 родам из четырех отрядов: *Cystoporata* (*Constellaria vesiculosa*, *Lunaferamita?* sp.), *Trepotomata* (*Calloporella* sp. 1, *Calloporella* sp. 2, *Stigmatella* sp., *S. convestens*, *Batostoma varians*, *Orbignyella moyerokanensis* sp. nov., *Leptotrypa* sp.), *Fenestrata* (*Parachasmatorpa* sp.) и *Cryptostomata* (*Phaenopora plebeia*, *P. pennata*, *P. erecta*, *P. carinata*, *P. viluensis*, *Phaenoporella* sp. и *Ph. multipora*). Из них семь видов – *C. vesiculosa*, *S. convestens*,

Таблица 1. Мшанки долборского горизонта Сибирской платформы

| № | ОТРЯД | ТАКСОНЫ | Мшанки, описанные ранее | | | | | | Мшанки, описанные в этой работе | | | |
|-------------------------|-----------------|---|---|---------------------------------|-----------|--|-------------------|------------------|---------------------------------|--------------------------------|---|--|
| | | | (по: Модзалевская, Нехорошев, 1955; Нехорошев, 1961; Астрова, 1965, 1978; Ярошинская, 1978; Розман и др., 1979; Волкова, 1982; Волкова, Ярошинская, 1984) | | | | | | | | | |
| | | | Долборский горизонт | | | | | | | | | |
| | | | р. Куломбе (загоринская свита) | бассейн р. Подкаменная Тунгуска | | | бас-сейн р. Вилюй | бассейн р. Котуй | | | | |
| р. Подкаменная Тунгуска | р. Бол. Нирунда | р. Нижняя Чунку | | рр. Вилюй, Моркоке, Марха | р. Мойеро | р. Мойерокан | | | | | | |
| | | | | | | виды из долборской свиты (++) , для остальных свита не указана | | | по: Розман и др., 1979 | Верхняя часть джеромской свиты | | |
| 1 | 2 | | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | |
| 1 | Cystoporata | Amsassipora simplex Jaroshinskaya, 1960 | | | | ++ | | | | | | |
| 2 | | Constellaria vesiculosa (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955) | + | + | | ++ | | | | + | | |
| 3 | | C. complicate (Astrova, 1965) | | + | | | | | | | | |
| 4 | | Lunaferamita? sp. | | | | | | | | | + | |
| 5 | Trepotomata | Calloporella sp. 1 | | | | | | | | + | | |
| 6 | | Calloporella sp. 2 | | | | | | | | + | | |
| 7 | | Stigmatella convestens Astrova in Ivanova et al., 1955 | | + | | | | | | + | | |
| 8 | | Stigmatella sp. | | | | | | | | + | | |
| 9 | | Nicholsonella mariae Astrova, 1965 | | | + | | | | + | | | |
| 10 | | N. perculiara Jaroshinskaya in Volkova et Jaroshinskaya, 1984 | | | | | ++ | | | | | |
| 11 | | Trematopora intercludens (Astrova, 1965) | + | | + | | + | | | | | |
| 12 | | Batostoma varians (James, 1878) | + | + | + | | | | | + | | |
| 13 | | B. nodosum Astrova, 1965 | | | | | ++ | | | | | |
| 14 | | B. arcticum Astrova, 1965 | | | | | + | | | | | |
| 15 | | B. polare Astrova, 1965 | | | | | + | | | | | |
| 16 | | B. implicatum Nicholson, 1881 | | + | | | | | + | | | |
| 17 | | Trematopora propria Jaroshinskaya, 1960 | | | | | ++ | | | | | |
| 18 | | Eridotrypa granulosoformis Jaroshinskaya, 1978 | | | | ++ | | | | | | |
| 19 | | Mesotrypa echinata Ulrich et Bassler, 1904 | | + | | | ++ | | | | | |
| 20 | | Homotrypa tumulosa Astrova, 1955 | | + | | | + | | + | | | |
| 21 | | H. mobilis (Astrova, 1955) | | + | | | | | | | | |
| 22 | | H. aperta (Astrova, 1955) | + | | ++ | | + | | | | | |
| 23 | | H. stricta (Astrova, 1955) | | | | | ++ | | | | | |
| 24 | | H. rotunda Jaroshinskaya, 1978 | | | | | ++ | | | | | |
| 25 | | H. thuncuensis Jaroshinskaya in Volkova et Jaroshinskaya, 1984 | | | | | ++ | | | | | |

Таблица 1. Окончание

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | |
|----|---|---|---|----|----|----|----|---|----|---|
| 26 | Trepotomata | <i>Monotrypella parvula</i> Jaroshinskaya, 1978 | | | ++ | | | | | |
| 27 | | <i>Orbignyella moyerokanensis</i> sp. nov. | | | | | | | + | |
| 28 | | <i>Leptotrypa jadrenkinae</i> Jaroshinskaya in Volkova et Jaroshinskaya, 1984 | | | | ++ | | | | |
| 29 | | <i>Leptotrypa</i> sp. | | | | | | | + | |
| 30 | Fenestrata | <i>Chasmatopora pusilla</i> Astrova, 1965 | | + | | | | | | |
| 31 | | <i>C. cf. moyerensis</i> Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955 | | | | | + | | | |
| 32 | | <i>Parachasmatopora</i> sp. | | | | | | | + | |
| 33 | Cryptostomata | <i>Phaenopora angustobasis</i> Nekhoroshev, 1961 | | + | | | | | | |
| 34 | | <i>P. plebeia</i> Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955 | | ++ | | | + | + | + | |
| 35 | | <i>P. pennata</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | | + | |
| 36 | | <i>P. viluensis</i> Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955 | | | | | + | | + | |
| 37 | | <i>P. carinata</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | | + | |
| 38 | | <i>P. perelegans</i> Astrova, 1965 | | + | | | | | | |
| 39 | | <i>P. lata</i> Nekhoroshev, 1961 | | + | | | | | | |
| 40 | | <i>P. multifora</i> Nekhoroshev, 1961 | | + | | + | | | | |
| 41 | | <i>P. limbata</i> Nekhoroshev, 1961 | | + | | | | | | |
| 42 | | <i>P. insignia</i> Nekhoroshev, 1961 | | ++ | | | | | | |
| 43 | | <i>P. erecta</i> Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, 1955 | | + | + | | | + | + | + |
| 44 | | <i>P. praereecta</i> Nekhoroshev, 1961 | | | + | | | + | | |
| 45 | | <i>P. aff. lopatini</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | |
| 46 | | <i>P. mirabilis</i> Astrova, 1965 | | + | | | | | | |
| 47 | | <i>Phaenoporella transenna-mesofenestralia</i> (Schoenmann, 1927) | | + | + | + | | + | + | |
| 48 | | <i>Ph. multipora</i> Nekhoroshev, 1961 | | + | | | ++ | | + | |
| 49 | | <i>Ph. macrofenestralia</i> (Schoenmann, 1927) | | | | | + | + | | |
| 50 | | <i>Ph. anastomosa</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | + | | + | | |
| 51 | | <i>Ph. septoporoides</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | |
| 52 | | <i>Ph. sibirica</i> (Schoenmann, 1927) | | | | | | + | | |
| 53 | | <i>Ph. ptiloporoides</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | + | | + | | |
| 54 | | <i>Ph. transformis</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | |
| 55 | | <i>Stictoporellina clausa</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | |
| 56 | | <i>Rhinidictya bifurcata</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | |
| 57 | | <i>Carinodictya carinata</i> (Astrova, 1955) | | | | | | + | | |
| 58 | <i>Sibiredictya usitata</i> Nekhoroshev, 1961 | | | | | | + | | | |

V. varians, *P. plebeia*, *P. viluensis*, *P. erecta* и *Ph. multipora* – ранее были обнаружены в долборских отложениях других районов Сибирской платформы и только один вид – *P. erecta* – отмечался Астровой в этом горизонте по р. Мойерокан (табл. 1). Виды *P. carinata* и *P. pennata* впервые обнаружены в долборском горизонте Сибирской платформы.

Кроме того, нами впервые выявлены в ордовике Сибирской платформы роды *Lunaferamita*, *Orbignyella* и *Parachasmatopora*. Род *Lunaferamita* ранее был описан из среднего ордовика США (Utgaard, 1981) и верхнего ордовика северо-запада Китая (Chang et al., 2011)

и Аргентинских Прекордильер (Ernst, Carrera, 2022), а *Parachasmatopora* – из верхнего ордовика Эстонии, США и Аргентинских Прекордильер (Лаврентьева, 1985; Ernst, Munnecke, 2009; Ernst, Carrera, 2022). Представители рода *Orbignyella* широко распространены в ордовике и силуре всего мира (Астрова, 1978). Род *Calloporella* с *Calloporella* sp. 1 и *Calloporella* sp. 2 впервые встречен в верхнем ордовике Сибирской платформы. Ранее был описан только один вид этого рода – *C. lamellaris* – из криволучского горизонта по рр. Лена, Мойеро и Нюя (Модзалеvская, Нехорошев, 1955; Астрова, 1965, 1978). В современной терминологии этот

Таблица 2. Палеогеографическое распространение изученных мшанок

| № | Таксоны | Сибирская платформа | п-ов Таймыр | о. Котельный | о. Вайгач | Тува | Горный Алтай и Горная Шория | хр. Сетте-Дабан | Южное Верхоянье | Польша | Китай | США | Монголия |
|-----------------|--------------------------------|---------------------|-------------|--------------|-----------|------|-----------------------------|-----------------|-----------------|--------|-------|-----|----------|
| Нижний силур | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | <i>Constellaria vesiculosa</i> | | | | | | | | | | | | |
| 2 | <i>Stigmatella convestens</i> | | | | | | | | | | | | |
| 3 | <i>Batostoma varians</i> | | | | | | | | | | | | |
| 4 | <i>Phaenopora plebeia</i> | + | | | | | | | | | | | |
| 5 | <i>Phaenopora viluensis</i> | + | | | | | | | | | | | |
| 6 | <i>Phaenopora carinata</i> | | | | | | | | | | | | |
| 7 | <i>Phaenopora erecta</i> | + | | | | + | | | | | | | + |
| 8 | <i>Phaenopora pennata</i> | + | + | | | | | | | | | | |
| 9 | <i>Phaenoporella multipora</i> | | | | | | | | | | | | |
| Верхний ордовик | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | <i>Constellaria vesiculosa</i> | + | | | | | + | | | + | + | | |
| 2 | <i>Stigmatella convestens</i> | + | | | | + | + | | | | | | |
| 3 | <i>Batostoma varians</i> | + | + | + | | | | + | | | | + | |
| 4 | <i>Phaenopora plebeia</i> | + | + | + | | | | + | | | | | + |
| 5 | <i>Phaenopora viluensis</i> | + | + | | | | | | | | | | |
| 6 | <i>Phaenopora carinata</i> | + | | | | | | | + | | | | |
| 7 | <i>Phaenopora erecta</i> | + | + | + | | | | + | | | | | + |
| 8 | <i>Phaenopora pennata</i> | + | | | | | | + | | | | | + |
| 9 | <i>Phaenoporella multipora</i> | + | + | + | | | | | | | | | |
| Средний ордовик | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | <i>Constellaria vesiculosa</i> | + | | | + | | | | | | | | |
| 2 | <i>Stigmatella convestens</i> | | | | | | | | | | | | |
| 3 | <i>Batostoma varians</i> | + | | | | + | | | | | | + | |
| 4 | <i>Phaenopora plebeia</i> | + | | | | | | | | | | | |
| 5 | <i>Phaenopora viluensis</i> | | | | | | | | | | | | |
| 6 | <i>Phaenopora carinata</i> | + | | | | | | | | | | | |
| 7 | <i>Phaenopora erecta</i> | + | | | | | | | | | | | |
| 8 | <i>Phaenopora pennata</i> | | | | | | | | | | | | |
| 9 | <i>Phaenoporella multipora</i> | + | | | | | | | | | | | |

горизонт соответствует муктэйскому, волгинскому и киренско-кудринскому горизонтам дарривильского яруса среднего ордовика (Каныгин и др., 2017).

Вид *O. moyerokanensis* sp. nov. является эндемичным на Сибирской платформе. Остальные виды имеют широкое географическое распространение (табл. 2). Из них *P. carinata*, *S. convestens*, *Ph. multipora*, *C. vesiculosa* и *V. varians* помимо среднего–верхнего ордовика Сибирской платформы известны: *P. carinata* – из верхнего ордовика Южного Верхоянья (Волкова и др., 1978), *S. convestens* – из верхнего ордовика Юго-Западной Тувы (Модзалевская, 1977) и Юго-Западного Алтая (Авров, Модзалевская, 1982), *Ph. multipora* – из верхнего ордовика п-ва Таймыр (Нехорошева, 1966б) и о-ва Котельный (Нехорошева, 2018), *C. vesiculosa* – из среднего ордовика о-ва Вайгач (Астрова, 1965), верхнего ордовика Горного Алтая и Горной Шории (Ярошинская, 1960), Польши (Kieriga, 1962) и провинции Цзянси, Китай (Ну, 1986), *V. varians* – из среднего ордовика Юго-Западной Тувы (Модзалевская, 1977), среднего и верхнего ордовика США (Cumings, Calloway, 1912; Астрова, 1955, 1965, 1978), верхнего ордовика хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), Таймыра (Нехорошева, 1965, 1966б, 2018) и о. Котельный (Нехорошева, 2018).

Виды *P. viluensis*, *P. plebeia*, *P. pennata* и *P. erecta* помимо среднего–верхнего ордовика и нижнего силура Сибирской платформы известны: *P. viluensis* – из верхнего ордовика Таймыра (Нехорошева, 1997а), *P. plebeia* – из верхнего ордовика хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), Таймыра (Нехорошева, 1966а, 1966б, 1997а), о. Котельный (Нехорошева, 2018) и Монголии (Ariunchimeg, 2009), *P. pennata* – из верхнего ордовика хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), Монголии (Ariunchimeg, 2009) и нижнего силура Таймыра (Нехорошева, 1997б), *P. erecta* – из верхнего ордовика хр. Сетте-Дабан (Модзалевская, 1970), Монголии (Ariunchimeg, 2009), Таймыра (Нехорошева, 1997а), о. Котельный (Нехорошева, 2018) и нижнего силура Северо-Западной Монголии и Центральной Тувы (Нехорошева, 2018).

Изученные мшанки имеют слабое стратиграфическое значение, поскольку распространение обнаруженных таксонов захватывает средний ордовик и нижний силур. Для палеогеографических построений наибольшую ценность могут иметь виды *C. vesiculosa* и *V. varians*, а также представители родов *Phaenopora* и *Phaenoporella* (табл. 2). Для первых двух видов характерно широкое географическое распространение в среднем–позднем ордовике, что указывает на биогеографические связи между Сибирским, Палеобалтийским и Северо-Американским бассейнами в это время (см. также обзор биогеографии позднеордовикских мшанок

в: Buttler et al., 2013). Виды родов *Phaenopora* и *Phaenoporella* многочисленны в средне-верхне-ордовикских отложениях Сибирской платформы и сопредельных регионов, а также на территории бывшего Палеобалтийского бассейна и Северной Америки (см. распространение видов в: Горюнова, Лаврентьева, 1993). Их колонии при хорошей сохранности часто легко определяются до вида по внешним признакам. Ранее виды *Phaenopora* и *Phaenoporella*, наряду с другими мшанками, были использованы для корреляции ордовикских отложений ряда районов Алтая с Сибирской платформой (Ярошинская, 1960, 1970; Астрова, 1965), хр. Сетте-Дабан с Сибирской платформой и п-вом Таймыр (Модзалевская, 1970), о. Котельный и п-ва Таймыр с Сибирской платформой (Нехорошевой, 1997а, 2018).

Комплекс мшанок верхней части джеромской свиты, выявленный на р. Мойерокан, на родовом уровне близок к таковому Лаврентии, Балтики, Аргентинских Прекордильер и Китая. На видовом уровне он обнаруживает некоторую связь с п-ом Таймыр, о. Котельный, хр. Сетте-Дабан и Монголией, что подтверждает предыдущие исследования.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования позволили существенно повысить уровень наших знаний о составе комплекса мшанок верхней части джеромской свиты верхнего ордовика Сибирской платформы. В этих отложениях до видового уровня были идентифицированы 10 образцов мшанок, тогда как остальные таксоны определены в открытой номенклатуре. Мшанки принадлежат к 10 родам из отрядов *Cystoporata*, *Trepotomata*, *Fenestrata* и *Cryptostomata*. Роды *Lunaferamita*, *Orbignyella* и *Parachasmatorporella* впервые выявлены в ордовике Сибирской платформы, а род *Calloporella* – в долборском горизонте. Вид *O. moyerokanensis* sp. nov. является эндемичным. Виды *P. carinata*, *S. convestens*, *Ph. multipora*, *C. vesiculosa* и *V. varians* имели широкое распространение в ордовике Сибирской платформы и за ее пределами, тогда как *P. viluensis*, *P. plebeia*, *P. pennata* и *P. erecta* известны также и в нижнем силуре Сибирской платформы и других территорий. Комплекс мшанок, выявленный по р. Мойерокан, на видовом уровне обнаруживает некоторую связь с комплексами мшанок п-ва Таймыр, о. Котельный, хр. Сетте-Дабан и Монголией. На родовом уровне он близок к комплексам мшанок Лаврентии, Балтики, Аргентинских Прекордильер и Китая.

Полученная информация может быть в дальнейшем использована при региональной и межрегиональной корреляции и палеобиогеографических построениях.

Благодарности. Авторы благодарны Р.А. Ракитову (ПИН РАН) за предоставление технической помощи в работе на сканирующих электронных микроскопах и микротомографе. Авторы также благодарны рецензентам Л.В. Нехорошевой (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург), Т.Ю. Толмачевой (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург) и Н.В. Сеникову (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск) за конструктивные замечания и предложения.

Источники финансирования. Полевые работы и сбор мшанок выполнены А.В. Дроновым за счет гранта РФФИ № 20-17-00198 “Основные этапы эволюции осадконакопления, биоты и магнитного поля в ордовике Сибирской платформы”. Работа является вкладом в Международный проект IGCP 735.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авров Д.П., Модзалевская Е.А.* Позднеордовикские мшанки юго-западного Алтая // Ежегодник ВПО. 1982. Т. XXV. С. 80–97.
- Астрова Г.Г.* Первые находки нижнесилурийских мшанок *Trepostomata* в Сибири // Тр. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 1. С. 128–135.
- Астрова Г.Г.* Морфология, история развития и система ордовикских и силурийских мшанок. М.: Наука, 1965. 431 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 106).
- Астрова Г.Г.* История развития, система и филогения мшанок. Отряд *Trepostomida*. М.: Наука, 1978. 240 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 169).
- Волкова К.Н.* Мшанки // Ордовик Сибирской платформы (Опорный разрез на р. Кулюмбе). Ред. Соколов Б.С. М.: Наука, 1982. С. 61–70 (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 506).
- Волкова К.Н., Ярошинская А.М.* Тип *Bryozoa*. Мшанки // Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас. Ред. Москаленко Т.А. Новосибирск: Наука, 1984. С. 19–32 (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 590).
- Волкова К.Н., Латыпова Ю.Я., Хайзникова К.Б.* Ордовик и силур Южного Верхоянья (биостратиграфия и палеонтология). М.: Наука, 1978. 220 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 381).
- Горюнова Р.В.* Филогения палеозойских мшанок. М.: Наука, 1996. 165 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 267).
- Горюнова Р.В., Лаврентьева В.Д.* Морфология и система криптостомидных мшанок. М.: Наука, 1993. 152 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 257).
- Дронов А.В.* Отличительные особенности нетропических карбонатов на примере ниже-среднеордовикских отложений Прибалтики // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Материалы Второго Всероссийского литологического совещания и Восьмого Всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Отв. ред. Юшкин Ю.П. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 18–19.
- Дронов А.В.* Апвеллинг в среднем и позднем ордовике Сибирской платформы и связь с ним эволюции биоты и осадконакопления // Палеострат-2009. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества, Москва, 26–27 января 2009 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2009. С. 15–16.
- Дронов А.В.* Следы вулканических извержений в верхнем ордовике Сибирской платформы и их значение для палеотектонических реконструкций // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 119–122.
- Дронов А.В.* Отражение каледонских тектонических событий в чехле Сибирской платформы // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 1. Материалы ЛП Тектонического совещания. Ред. Дегтярев К.Е. М.: ГЕОС, 2020. С. 210–213.
- Дронов А.В., Зайцев А.В.* Холодноводные карбонаты в верхнем ордовике Сибирской платформы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания, Казань, 26–30 сентября 2011 г. Ред. Япаскурт О.В., Хасанов Р.Р., Сунгатуллин Р.Х. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2011. С. 280–284.
- Иванова Е.А., Сошкина Е.Д., Астрова Г.Г., Иванова В.А.* Фауна ордовика и готландия нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски, ее экология и стратиграфическое значение // Материалы по фауне и флоре палеозоя Сибири. Ред. Сарычева Т.Г. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 93–190 (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 56).
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Сычев О.В.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Ордовик Сибирской платформы. Новосибирск: Гео, 2007. 270 с.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В., Москаленко Т.А., Гонта Т.В., Степанова Н.И., Сычев О.В., Маслова О.А.* Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 5с. С. 4–57.
- Коромыслова А.В., Толоконникова З.А., Федоров П.В., Пахневич А.В.* Микротомография ископаемых мшанок // Природа. 2021. № 1. С. 24–33.
- Лаврентьева В.Д.* Мшанки подотряда *Phylloporinina*. М.: Наука, 1985. 101 с. (Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. Т. 214).

- Лопушинская Т.В., Ядренкина А.Г., Каныгин А.В., Пельман Ю.Л., Мастеренко С.В., Доронина С.И., Дубатолова Ю.А., Заславская Н.М., Москаленко Т.А., Обут А.М., Сенников Н.В., Семенова В.С., Ярошинская А.М.* Ордовик и силур Ногинской площади // Геология и геофизика. 1983. № 6. С. 33–39.
- Модзалевская Е.А.* Трепостоматы ордовика Прибалтики и их стратиграфическое значение // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1953. Вып. 78. С. 91–196.
- Модзалевская Е.А.* Мшанки среднего ордовика бассейна р. Лены // Информационный сборник. Всесоюзного научно-исслед. геол. ин-та. 1961. № 47.
- Модзалевская Е.А.* Мшанки среднего и верхнего ордовика хребта Сетте-Дабан // Биостратиграфия верхнего ордовика Северо-Востока СССР. Ред. Покровская Н.В. М.: Наука, 1970. С. 144–167 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 205).
- Модзалевская Е.А.* Мшанки среднего и позднего ордовика юго-западной Тувы // Ежегодник ВПО. 1977. Т. XX. С. 49–83.
- Модзалевская Е.А., Нехорошев В.П.* Класс Vryozoa – Мшанки // Полевой атлас ордовикской и силурийской фауны Сибирской платформы. Ред. Никифорова О.И. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 48–60.
- Морозова И.П.* Мшанки отряда Fenestellida (морфология, система, филогения, историческое развитие). М.: ГЕОС, 2001. 177с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 277).
- Морозова И.П., Лаврентьева В.Д.* О происхождении мшанок подотряда Fenestellina // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 56–63.
- Мяжкова Е.И., Никифорова О.И., Высоцкий А.А., Ивановский А.Б.* Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений долины реки Мойеро // Сибирская платформа. Ред. Соколов Б.С. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 66 с.
- Мяжкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э.* Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
- Нехорошев В.П.* Ордовикские и силурийские мшанки Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 246 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 41).
- Нехорошев В.П.* Палеозойские мшанки отряда Sruptostomata (Анализ некоторых семейств и родов). М.: Недра, 1977. 111 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 228).
- Нехорошева Л.В.* Ордовикские мшанки (отряд Trepostomata) Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1965. Вып. 9. С. 41–78.
- Нехорошева Л.В.* Ордовикские птилидиктииды Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1966а. Вып. 13. С. 22–37.
- Нехорошева Л.В.* Общая характеристика комплексов ордовикских мшанок Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1966б. Вып. 14. С. 25–28.
- Нехорошева Л.В.* Позднеордовикские мшанки Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. Сборник статей. Ред. Бондарев В.И. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997а. С. 58–78.
- Нехорошева Л.В.* Лландоверийские мшанки Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. Сборник статей. Ред. Бондарев В.И. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997б. С. 79–92.
- Нехорошева Л.В.* Мшанки ордовика–нижнего девона // Стратиграфия и фауна ордовикских, силурийских и девонский отложений острова Котельный (Новосибирские острова). Мшанки, брахиоподы, остракоды, граптолиты, конодонты, рыбы. 70-летию НИИГА–ВНИИОкеангеология посвящается. Сборник научных трудов. Ред. Каминский В.Д., Нехорошева Л.В., Соболевская Р.Ф. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 48–60.
- Никифорова О.И.* Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Нов. сер. 1955. Вып. 7. С. 50–106.
- Павлов В.Э., Пасенко А.М., Дронов А.В., Федюкин И.В.* Новый палеомагнитный полюс для позднего ордовика Сибири и кинематика Сибирской платформы на временном интервале ~505–405 млн. лет назад // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 163–170.
- Покровский Б.Г., Зайцев А.В., Дронов А.В., Буякайте М.И., Тимохин А.В., Петров О.Л.* Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемостратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.
- Розман Х.С., Стукалина Г.А., Красилова И.Н., Сытова В.А. и др.* Фауна ордовика Средней Сибири. М.: Наука, 1979. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 330).
- Шейнманн Ю.М.* Мшанки верхнего силура р. Средней Тунгуски // Изв. Геол. ком. 1927. Т. 45. № 7. С. 783–794.
- Ярошинская Л.М.* Тип Vryozoa. Мшанки // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. I. Нижний палеозой. Ред. Халфин Л.Л. Новосибирск, 1960. С. 393–400 (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 19).
- Ярошинская Л.М.* Некоторые особенности географического распространения и экологии средне- и позднеордовикских мшанок западной части Алтае-Саянской горной области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 65. Вып. 5. С. 99–106.
- Ярошинская Л.М.* Мшанки // Ордовик Сибирской платформы. Опорные разрезы верхнего ордовика (биостратиграфия и фауна). Ред. Каныгин А.В. М.: Наука, 1978. С. 60–68 (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 340).
- Ariunchimeg Y.* Stratigraphic and paleogeographic distribution of the Upper Ordovician bryozoans of Mongolia // Paleontol. J. 2009. V. 43. P. 1432–1438.
- Brookfield M.E.* A mid-Ordovician temperate carbonate shelf – the Black River and Trenton Limestone groups of

- southern Ontario, Canada // *Sediment. Geol.* 1988. V. 60. P. 137–153.
- Buttler C.J.* New information on the morphology and skeletal ultrastructure of the Ordovician cyclostome bryozoan *Kukersella Toots*, 1952 // *Paläont. Z.* 1989. V. 63. P. 215–227.
- Buttler C.J., Wyse Jackson P.N., Ernst A., McKinney F.K.* A review of the Early Palaeozoic biogeography of bryozoans // *Mem. Geol. Soc. London.* 2013. V. 38. P. 145–155.
- Chang X.L., Yang H.J., Yang Z.L., Ding X., Wu Y.S.* Bryozoans (Cystoporida, Cryptostomida and Fenestrada) from the cores of the Lianglitag Formation (Upper Ordovician) in the central and northern Tarim Basin, Xinjiang, NW China // *Acta Micropalaeontol. Sinica.* 2011. V. 26 (1). P. 22–33 [in Chinese, with English abstract].
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Siberia, the wondering northern terrain, and its changing geography through the Paleozoic // *Earth-Sci. Rev.* 2007. V. 82. P. 29–74.
- Cumings E.R., Calloway J.J.* A notes of the Batostomas of the Richmond series // *Proc. Indiana Acad. Sci. for 1911. Indianapolis.* 1912. P. 147–168.
- Dronov A.* Late Ordovician cooling event: evidence from the Siberian Craton // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2013. V. 389. № 1. P. 87–95.
- Dronov A.V.* Ordovician sequence stratigraphy of the Siberian and Russian platforms // *Advances in Sequence Stratigraphy. Spec. Iss. Stratigraphy & Timescale.* Ed. Montanari M. 2017. V. 2. P. 187–241.
- Dronov A., Timokhin A., Kanygin A.* Ordovician succession at Moyero River, Siberia: preliminary results of recent investigations // 4th Ann. Meet. IGCP 591. The Early to Middle Paleozoic Revolution, Estonia, June 10–19, 2014. Abstracts and Field Guide. 2014. P. 30.
- Dronov A.V., Timokhin A.V., Gonta T.V., Tolmacheva T., Maslova O.* New data on the Ordovician succession at Moyero River, Siberia // Lille 2021: Ordovician of the World. Programme with Abstracts. 2021 Virtual Meeting of IGCP 653 and 2021 Virtual Meeting of IGCP 735. Lille University, Villeneuve d'Ascq, France, September 13–16, 2021. *J. Assoc. Paléontol. Franç.* 2021. Numéro Spéc. 2. P. 24–25.
- Ernst A., Carrera M.G.* A cool-water bryozoan association from the La Pola Formation (Sandbian, Ordovician) of Argentine Precordillera // *Geodiversitas.* 2022. № 44 (20). P. 563–601.
- Ernst A., Key M.* Upper ordovician Bryozoa from the Montagne de Noire, Southern France // *J. System. Palaeontol.* 2007. V. 5. № 4. P. 359–428.
- Ernst A., Munnecke A.* A Hirnantian (Latest Ordovician) reefal bryozoan fauna from Anticosti Island, eastern Canada: taxonomy and chemostratigraphy // *Canad. J. Earth Sci.* 2009. V. 46 (3). P. 207–229.
- Ernst A., Nakrem H.A.* Late Ordovician (Sandbian) bryozoans and their depositional environment, Furuberget Formation, Mjøsa District, Oslo Region, Norway // *Bull. Geosci.* 2011. V. 87. P. 21–44.
- Ernst A., Bogolepova O.K., Hubmann B., Golubkova E.Yu., Gubanov A.P.* Dianulites (Trepotomata, Bryozoa) from the Early Ordovician of Severnaya Zemlya, Arctic Russia // *Geol. Mag.* 2014. V. 151. № 2. P. 328–338.
- Ettensohn F.R.* Origin of the late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southern Laurentia: glacial or tectonic? // *The Ordovician Earth System.* Eds. Finney S.C., Berry W.B.N. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2010. № 466. P. 163–175.
- Fedorov P.V., Koromyslova A.V.* New findings of the genus *Revalotrypa*, the oldest bryozoan genus of Baltoscandia, in north-western Russia // *Carnets de Géologie.* 2019. V. 19. P. 199–209.
- Fedorov P.V., Koromyslova A.V., Martha S.O.* The oldest bryozoans of Baltoscandia from the lowermost Floian (lower Ordovician) of north-western Russia: two new rare, small and simple species of *Revalotrypidae* // *PalZ.* 2017. V. 91. P. 353–373.
- Holland S.M., Patzkowsky M.E.* Sequence stratigraphy and long-term paleoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the eastern United States // *Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton.* Eds. Witzke B., Ludvigson G., Day J. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1996. V. 306. P. 117–129.
- Hu Z.X.* Late Ordovician bryozoans from Yushan County, Jiangxi Province // *Acta Micropalaeontol. Sinica.* 1986. V. 8 (2). P. 167–183 [in Chinese, with English abstract].
- James N.P.* The cool-water carbonate depositional realm // *Cool-Water Carbonates.* Eds. James N.P., Clarke J.A.D. *Soc. Econom. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 1997. № 56. P. 1–20.
- Jiménez-Sánchez A.* The upper Katian (Ordovician) bryozoans from the Eastern Iberian Chain (NE Spain) // *Bull. Geosci.* 2009. V. 84 (4). P. 687–738.
- Kanygin A.V., Koren' T.N., Yadrenkina A.G., Timokhin A.V., Sychev O.V., Tolmacheva T.Yu.* Ordovician of the Siberian Platform // *The Ordovician Earth System.* Eds. Finney S.C., Berry W.B.N. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2010a. V. 466. P. 105–117.
- Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2010b. V. 296. № 3–4. P. 285–294.
- Key M.M., Wyse Jackson P.N.* History of micro-computed tomographic threedimensional imaging in bryozoology // *Annals of Bryozoology 7* online first. Eds. Wyse Jackson P.N., Spencer Jones J.E. Dublin: International Bryozoology Association, 2022. P. 57–72.
- Kiepurá M.* Bryozoa from the Ordovician erratic boulders of Poland // *Acta Palaeontol. Polon.* 1962. V. 7. № 3–4. P. 347–428.
- Koromyslova A.V., Fedorov P.V.* The oldest bifoliate cystoporate and two other bryozoan taxa from the Dapingian (Middle Ordovician) of north-western Russia // *J. Paleont.* 2021. V. 95 (1). P. 24–39.
- Ma J.-Y., Taylor P.D., Xia F., Zhan R.* The oldest known bryozoan: *Prophyllodictya* (Cryptostomata) from the

- lower Tremadocian (Lower Ordovician) of Liujiachang, south-western Hubei, central China // *Palaeontology*. 2015. V. 58. P. 925–934.
- Pedley M., Carannante G.* Cool-water carbonate ramps; a review // *Cool-Water Carbonates: Depositional System and Palaeoenvironmental Controls*. Eds. Pedley M., Carannante G. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2006. V. 225. P. 1–9.
- Pushkin V.I., Popov L.E.* Early Ordovician bryozoans from North-Western Russia // *Paleontology*. 1999. V. 42. Pt. 1. P. 171–189.
- Ross J.P.R.* *Constellaria* from the Chazyan (Ordovician), Isle La Motte, Vermont // *J. Paleontol.* 1963. V. 37 (1). P. 51–56.
- Taylor P.D., Rozhnov S.* A new early cyclostome bryozoan from the Lower Ordovician (Volkhov Stage) of Russia // *Paläontol. Zeit.* 1996. V. 70. P. 171–180.
- Taylor P.D., Wilson M.A.* *Cuffeyella*, a new bryozoan genus from the Late Ordovician of North America, and its bearing on the origin of the post-Paleozoic cyclostomes // *Bryozoans in Space and Time*. Eds. Gordon D.P., Smith A.M., Grant Mackie J.A. Wellington: NIWA, 1996. P. 351–360.
- Taylor P.D., Wilson M.A.* A new runner-like cyclostome bryozoan from the Bromide Formation (Sandbian, Upper Ordovician) of Oklahoma and its phylogenetic affinities // *J. Paleontol.* 2016. V. 90 (3). P. 413–417.
- Utgaard J.* *Lunaferamita*, a new genus of *Constellariidae* (Bryozoa) with strong cystoporata affinities // *J. Paleontol.* 1981. V. 55 (5). P. 1058–1070.
- Xia F.S., Zhang S.G., Wang Z.Z.* The oldest bryozoans: new evidence from the Late Tremadocian (Early Ordovician) of East Yangtze Gorges in China // *J. Paleontol.* 2007. V. 81. № 6. P. 1308–1326.
- Zhang Z., Zhang Z., Ma J., Taylor P.D., Strotz L.C., Jaquet S.M., Skovsted C.B., Chen F., Han J., Brock G.A.* Fossil evidence unveils an early Cambrian origin for Bryozoa // *Nature*. 2021. V. 599. P. 251–255.

Рецензенты Л.В. Нехорошева,
Н.В. Сенников, Т.Ю. Толмачева

The Upper Ordovician Katian Stage Bryozoans from the Dzheromo Formation of the Moyerokan River Section (Northern Siberian Platform) and Their Palaeogeographical Significance

A. V. Koromyslova^{a, #} and A. V. Dronov^{b, ##}

^a*Borislyak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: koromyslova.anna@mail.ru*

^{##}*e-mail: avdronov@gmail.com*

In the upper part of the Dzheromo Formation (Dolborian Regional Stage, Katian Stage, the Upper Ordovician) along the Moyerokan River (Northern Siberian Platform) seventeen bryozoan species were revealed, seven from which, due to the poor preservation of the colonies, were identified in an open nomenclature. The bryozoans belong to 10 genera from four orders: Cystoporata (*Constellaria vesiculosa* (Modzalevskaya in Modzalevskaya et Nekhoroshev), *Lunaferamita?* sp.), Trepostomata (*Calloporella* sp. 1, *Calloporella* sp. 2, *Stigmatella* sp., *S. convestens* Astrova in Ivanova et al., *Batostoma varians* (James), *Orbignyella moyerokanensis* sp. nov., *Leptotrypa* sp.), Fenestrata (*Parachasmatorpora* sp.), and Cryptostomata (*Phaenopora plebeia* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *P. pennata* Nekhoroshev, *P. erecta* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *P. carinata* Nekhoroshev, *P. viluensis* Nekhoroshev in Modzalevskaya et Nekhoroshev, *Phaenoporella* sp. и *Ph. multipora* Nekhoroshev). The genera *Lunaferamita*, *Orbignyella* and *Parachasmatorpora* were found in the Ordovician of the Siberian Platform for the first time, as well as the genus *Calloporella* – in the Dolborian Regional Stage. The species *O. moyerokanensis* sp. nov. is endemic to Northern Siberia, while the majority of the species have a wide geographic distribution. The studied bryozoan complex demonstrates some connection with bryozoan assemblages from Taimyr Peninsula, Kotelny Island, the Sette-Daban ridge and Mongolia at the species level. At the generic level, it is close to the bryozoan assemblages from Laurentia, Baltica, the Argentine Precordillera, and China.

Keywords: Bryozoans, Upper Ordovician, Dolborian Regional Stage, taxonomy, palaeogeography

УДК 56.016-567.8-568.1-551.761.1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УНИКАЛЬНОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ РАННЕТРИАСОВЫХ ТЕТРАПОД И ИХНОФОССИЛИЙ МАНСУРОВО, ОРЕНБУРГСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2024 г. А. В. Ульяхин*, А. Г. Сенников**, И. В. Новиков***

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

**e-mail: avu90@mail.ru*

***e-mail: sennikov@paleo.ru*

****e-mail: inovik@paleo.ru*

Поступила в редакцию 14.12.2023 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принята к публикации 04.03.2024 г.

Рассматриваются геологические особенности уникального местонахождения остатков тетрапод и ихнофоссилий Мансурово Оренбургской области (гостевская свита, нижнеоленекский подъярус, устьмыльский горизонт). Приводится послышное описание разрезов 16 вскрыш и их корреляция, с составлением разреза по линии вскрыш. Разрез Мансурово по биостратиграфическим (группировка *Wetlugasaurus malachovi*) и литолого-фациальным данным соотносится со средней частью стратотипического разреза гостевской свиты (Бузулукская впадина Восточно-Европейской платформы). Геологические особенности местонахождения указывают на неоднородное строение выделенных четырех пачек пойменно-руслового генезиса в пределах изучаемой площади, которым соответствуют чередующиеся седиментационные циклы. Генезис отложений уточнен с применением структурно-текстурного анализа и микролитологического анализа пород в шлифах. Охарактеризованы фаунистический комплекс тетрапод и макрофлоры, а также уникальный комплекс ихнофоссилий. На основании данных литолого-фациального анализа приводится седиментационная модель формирования местонахождения, показывающая неравномерность характера седиментации из-за блуждания речных рукавов и их периодического пересыхания в условиях жаркого и семиаридного климата с выраженной сезонностью в гостевское время. С учетом палеонтологических данных проанализирована тафономия, указывающая на характер захоронения в речной обстановке в условиях активного течения и на возможную гибель *Temnospondyli* в субкавальных условиях.

Ключевые слова: местонахождение Мансурово, нижний триас, гостевская свита, Бузулукская впадина, *Temnospondyli*, *Archosauromorpha*, ихнофоссилии, стратиграфия, тафономия

DOI: 10.31857/S0869592X24050044 EDN: ALA0AA

ВВЕДЕНИЕ

В 2016 г. в Первомайском районе Оренбургской области у пос. Мансурово было открыто новое местонахождение раннетриасовых тетрапод и ихнофоссилий (Сенников и др., 2023; Ульяхин и др., 2023а, 2023б, 2023в). Местонахождение Мансурово расположено в карьере в 1.5 км на северо-северо-восток от одноименного поселка (рис. 1). Вскрытые здесь крайне неравномерно отложения относятся к гостевской свите устьмыльского горизонта нижнеоленекского подъяруса. Проводимое нами изучение местонахождения Мансурово существенно дополняет как геологическую, так и палеонтологическую характеристику этой свиты.

Отложения раннего триаса Восточной Европы представлены в основном континентальными фациями, которые хорошо охарактеризованы палеонтологически (рыбы, тетраподы, конхостраки, остракоды, спорово-пыльцевые комплексы) (Решение..., 1982). Остатки наземных позвоночных, прежде всего темноспондильных амфибий, играют важную роль в вопросах стратиграфии континентальных отложений этого возраста, с возможностью сопоставления вмещающих отложений со стандартной (морской) стратиграфической шкалой благодаря присутствию отдельных характерных родов амфибий в прибрежно-морских отложениях других регионов совместно с фауной аммонитов (Новиков, 2018; Shishkin et al., 2000).

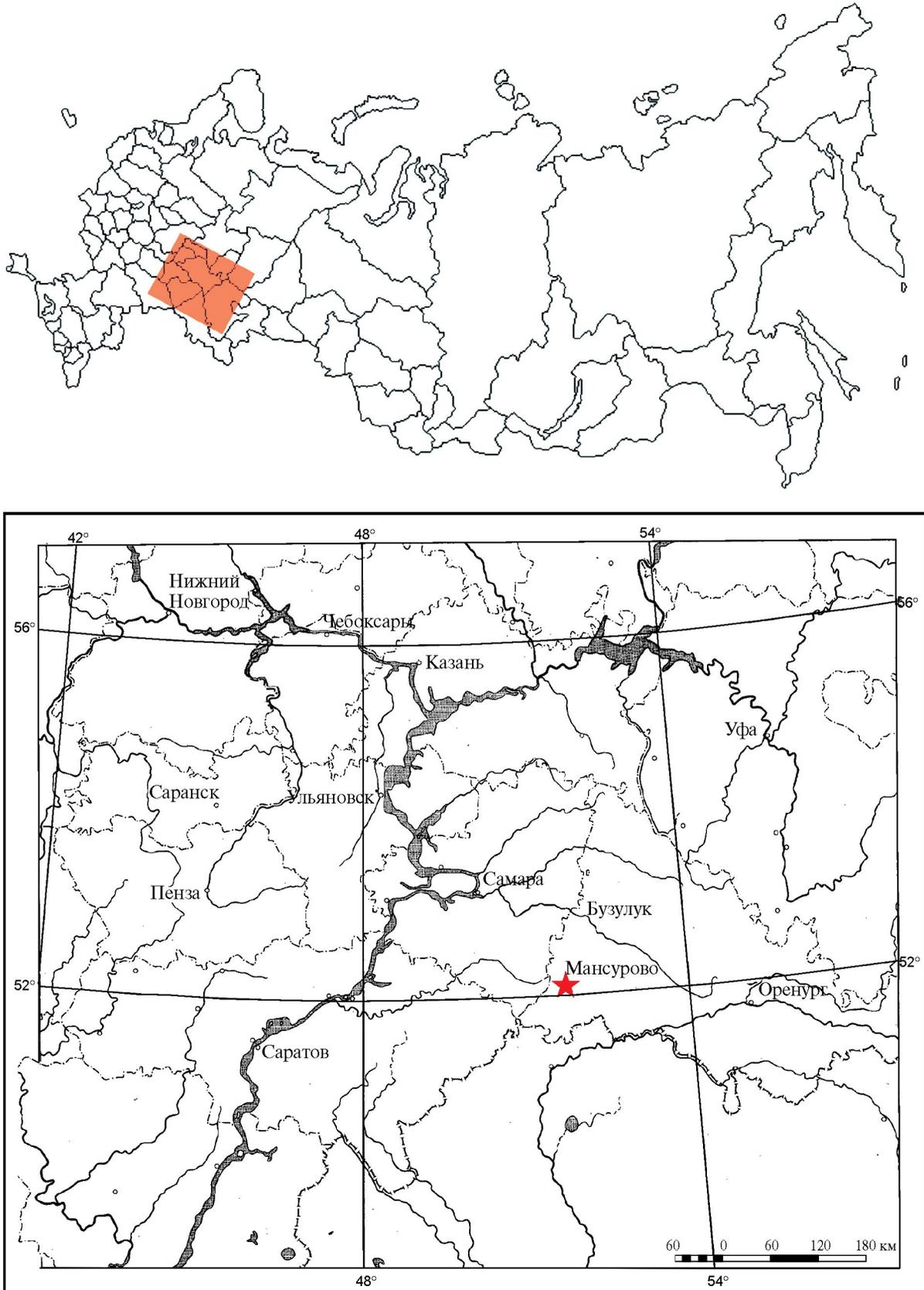


Рис. 1. Географическое положение местонахождения Мансурово.

Тетраподное сообщество гостевского времени представляет собой важный этап в развитии фауны амфибий и рептилий в раннем триасе. В местонахождении Мансурово обнаружены элементы характерного для гостевской свиты комплекса тетрапод (группировки *Wetlugasaurus malachovi* фауны *Wetlugasaurus*). Поскольку нам известно лишь небольшое число обнажений этой свиты, открытие нового местонахождения позвоночных, макрофлоры и ихнофоссилий, приуроченного к ней, имеет большое значение. Данная статья посвящена описанию геологического строения местонахождения Мансурово с рассмотрением седиментационной модели на основе литолого-фациального анализа, встреченной фауны тетрапод, а также тафономии.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материалом для исследования геологических особенностей местонахождения Мансурово послужили данные по геологическому строению, полученные на месте, с послойным описанием разреза в пределах сделанных 16 вскрыш осадочной толщи и фотофиксацией слоев. Также осуществлялся отбор образцов для литологических исследований. На основе корреляции отдельных разрезов по вскрышам реконструирован общий геологический разрез с выделением пачек, а также построена сводная усредненная литолого-стратиграфическая колонка, скоррелированная со стратотипическим разрезом гостевской свиты.

При проведении геоморфологического анализа напластовых текстур рассчитывались индекс высоты яры (отношение расстояния между вершинами соседних валиков к их высоте) и индекс асимметрии валиков (отношение проекции более пологого и длинного склона валика к проекции более крутого и короткого).

Изображения зерен песчаника для анализа микротекстуры поверхности получены с использованием сканирующего электронного микроскопа Carl Zeiss EVO 50 в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН). Визуальный осмотр и фотографирование шлифов проводились на кафедре литологии Российского государственного университета им. И.М. Губкина (РГУНиГ) в поляризованном и естественном свете с использованием оптического микроскопа Carl Zeiss Axio Imager.A2m. Изображения шлифов были получены с использованием фотокамеры Carl Zeiss Axio Zoom.V16. Фотосъемка отложений, а также исследуемого костного и ихнофоссильного материалов осуществлялась с помощью цифровых фотокамер Canon EOS 77D, Nikon D800, Olympus SP-550 UZ, а также микроскопной камеры Leica DFC425 для съемки мелкогабаритных экземпляров. Обработка всех полученных изображений происходила с применением программного обеспечения CorelDRAW.

Микроописание шлифов делалось по методике описания терригенных пород, данной В.К. Кузнецовым (2007).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Общая характеристика разреза. В разрезе Мансурово выделяются четыре пачки суммарной мощностью до 18.2 м (рис. 2).

Самая нижняя пачка 1 представлена песчаниками светло-серыми, плотными, крупнозернистыми, горизонтально-слоистыми. Видимая мощность до 2.8 м (рис. 3а). Вскрыта на очень небольшом участке в наиболее западной части карьера.

Вышезалегающая пачка 2 вскрыта в западной части карьера. Она характеризуется редкими конхостраками и многочисленными ризолитами, наличие которых является ее специфической особенностью, представляет собой переслаивание глин красновато-бурых, алевритистых, карбонатных, алевритов зеленовато-серых, голубовато-серых, рыхлых и плотных и мелкозернистых песчаников (рис. 3б, 3в). Слои и прослой сероцветных пород часто залегают с выклиниванием. Песчаники редкие и маломощные залегают в виде линз. Залегание слоев моноклиналиное, падение на СВ, максимальный угол падения составляет 5°. В наиболее западной части карьера залегание слоев практически горизонтальное, а красноцветные породы по мощности преобладают над сероцветными. Северо-восточнее суммарная мощность красноцветных пород становится сопоставимой с суммарной мощностью сероцветных. Мощность пачки возрастает в направлении ЮЗ—СВ от 3.2 до 4.4 м.

Вскрытая на большой площади в восточной части карьера пачка 3 с остатками тетрапод, редкими остатками крупных растений, многочисленными и разнообразными ихнофоссилиями (рис. 3г) сложена песчаниками светло- и желтовато-серыми, бежевыми, рыхлыми и крепкими, мелко- и среднезернистыми, горизонтально-слоистыми, косо-слоистыми, пологоволнисто-слоистыми и неясно-слоистыми, с редкими линзовидными прослоями глины серых, реже красноцветных карбонатных, с линзами конгломератов невыдержанной мощности до 0.5–1 м. Наиболее сильно сцементированный песчаник залегает в виде протяженных и коротких маломощных линзовидных прослоев (рис. 3д). Конгломераты приурочены по мощности к центральной и подошвенной частям крупного песчаного тела, содержат уплощенные глинистые и песчаные интракlastы, нижняя граница четкая неровная (рис. 3е). Мощность пачки колеблется от 5.3 до 10.7 м.

Пачка 4 с относительно крупными ризолитами в ее основании представлена глинами желтовато-серыми, серыми и реже пестрыми, красновато-бурыми, рыхлыми и алевритами, местами часто

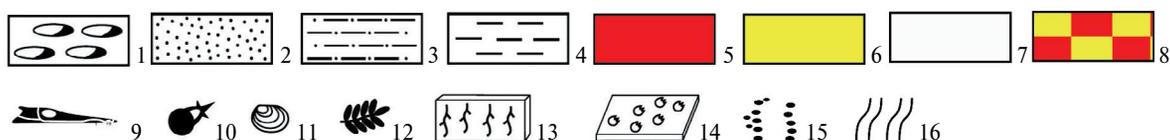
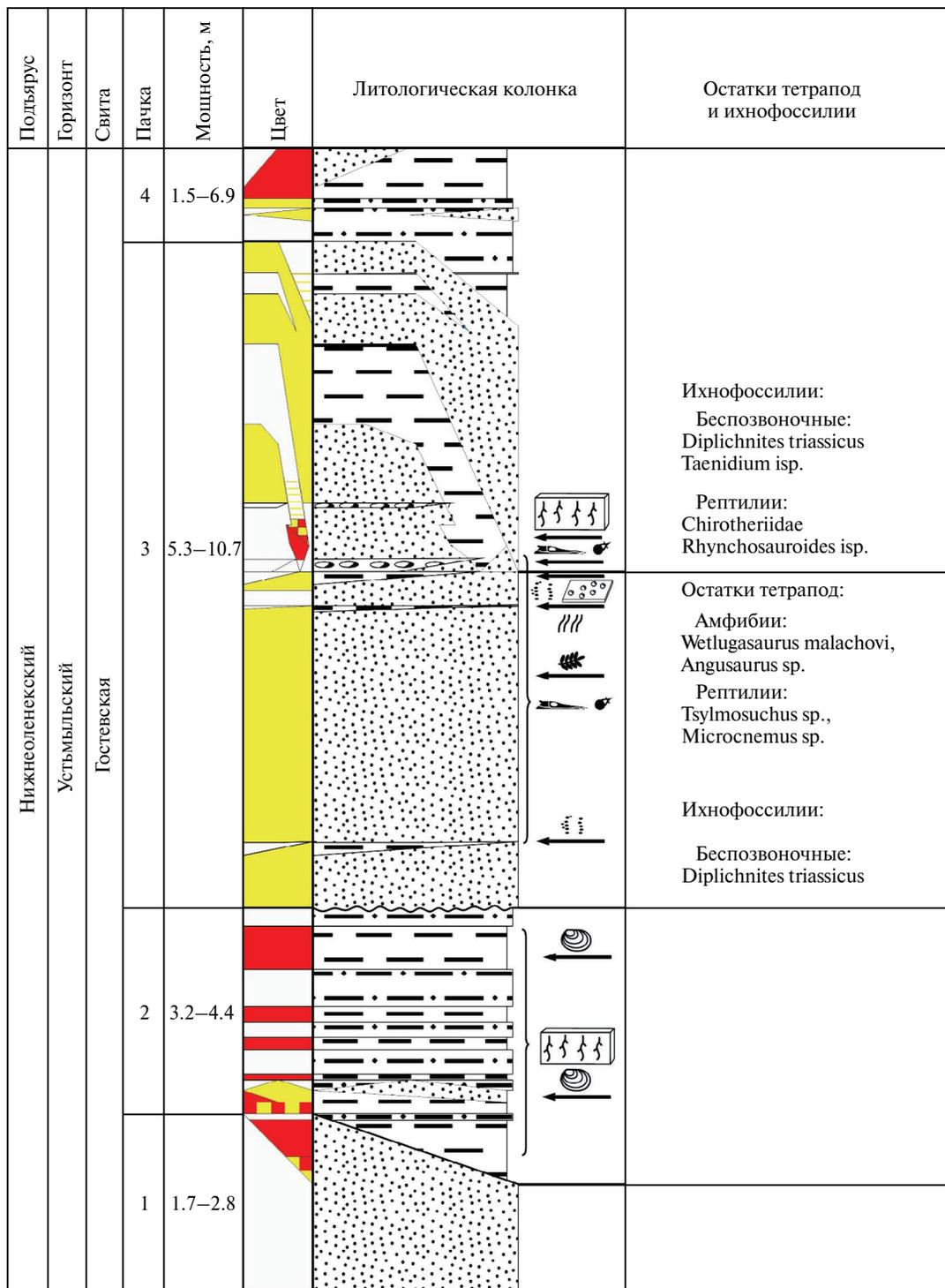


Рис. 2. Сводная литолого-стратиграфическая колонка местонахождения Мансурово. 1 – конгломерат; 2 – песчаник; 3 – алеврит; 4 – глина; 5 – красновато-бурые, зеленовато- и голубовато-серые породы; 6 – светло- и желтовато-серые породы; 7 – желтовато-серые и серые породы; 8 – пестрые породы; 9 – остатки амфибий; 10 – остатки рептилий; 11 – конхостраки; 12 – ядра фрагментов побегов; 13 – ризолиты; 14 – следы Chirotheriidae и Rhynchosauroides isp.; 15 – следы Diplichnites triassicus; 16 – следы Taenidium isp.

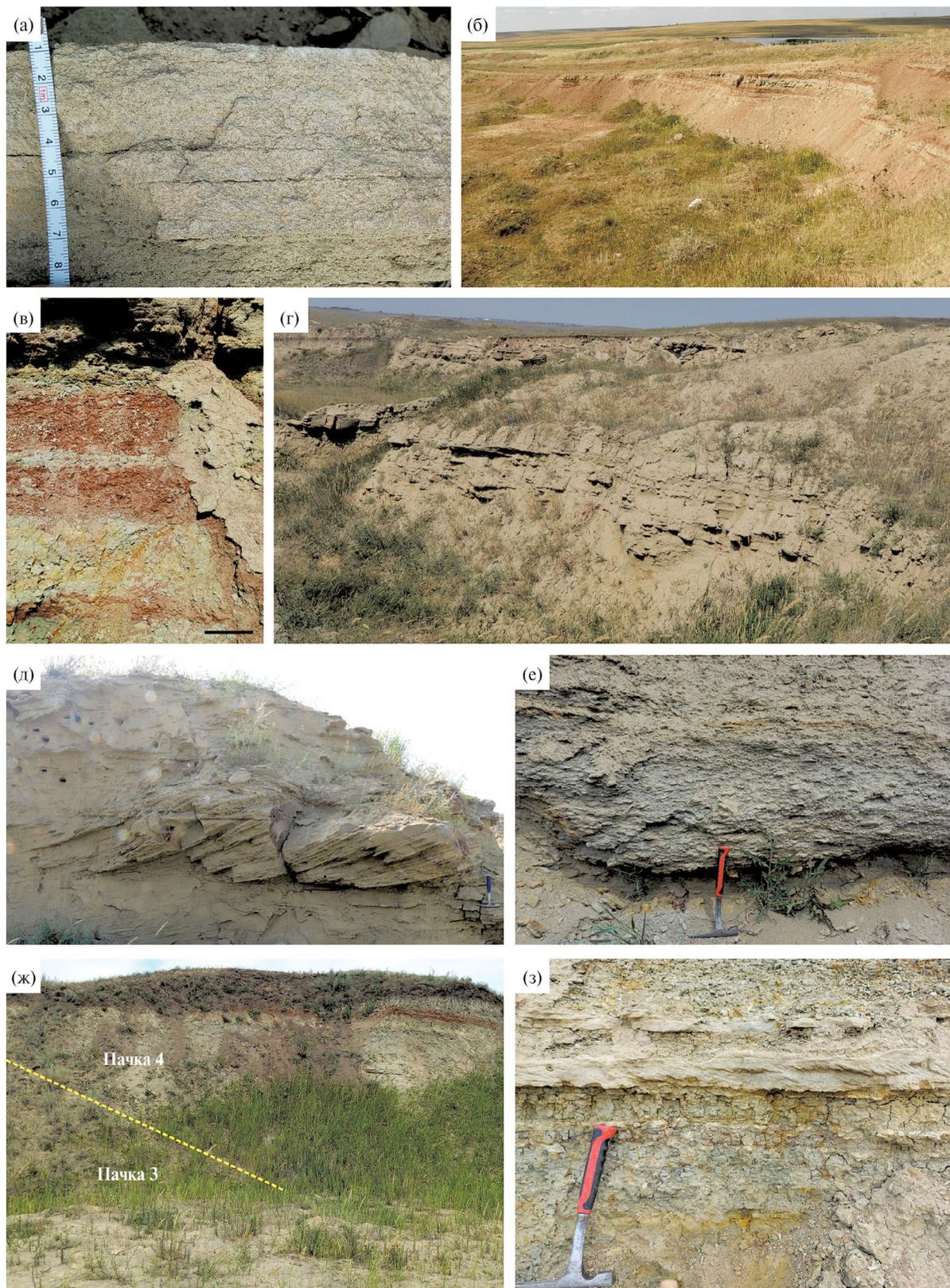


Рис. 3. Основные литотипы местонахождения.

(а) — песчаник пачки 1; (б, в) — переслаивание красноцветных глин и светло-серых алевритов пачки 2; (г) — песчаники пачки 3; (д) — хорошо сцементированные линзовидные проявления косослоистых песчаников в низах пачки 3; (е) — линза конгломерата в низах пачки 3; (ж) — контакт песчаных отложений пачки 3 и глинистых отложений пачки 4; (з) — глинистые отложения пачки 4 с тонкими линзовидными прослоями песчаника. Длина масштабной линейки 150 мм.

переслаивающимися с песчаниками в виде тонких прослоев или линзочек. Рассматриваемую пачку вдоль бортов в северо-восточной и восточной частях карьера осложняют относительно мощные врезы песчаников, структурно и генетически связанные с отложениями пачки 3 и являющиеся периферийной частью крупной песчаной линзы (рис. 3ж, 3з). Видимая мощность до 6.9 м. Вскрыта вдоль северного и восточного бортов карьера.

Описание разреза. Ниже приводится послойное описание (снизу вверх) разреза в пределах вскрыш (рис. 4).

Обнажение 1а (пачка 1)

1. Песчаник светло-серый, среднезернистый, горизонтально-слоистый, сильноцементированный. Присутствуют редкие интракласты серых глин размером до 2 см. Кровля слоев неровная, с серповидными углублениями размером до 2 см. Видимая мощность 60 см.

Обнажение 1б (пачка 2)

1. Песчаник серый, мелкозернистый, слабоцементированный. Видимая мощность 8 см.

2. Песчаник серый, глинистый, в верхней части с желтоватым прослоем мощностью до 7 см. Мощность 60 см.

3. Глина бурая, с ризолитами. Мощность 9 см.

4. Алеврит светло-серый, линзовидного залегания. Мощность 10 см.

5. Глина красновато-бурая, алевритистая. Мощность 30 см.

6. Алеврит светло-серый. Мощность 4 см.

7. Песчаник желтовато-серый, неяснослоистый, слабоцементированный. Видимая мощность 10 см.

Обнажение 1в (пачка 2)

1. Глина алевритистая, пестрая, в верхней части – желтоватая, песчаная. Видимая мощность 40 см.

2. Глина красновато-бурая, слюдястая, с редкими пятнами оглеения, в верхней части с 3-сантиметровым прослоем светло-серого грубозернистого алеврита, с ризолитами, в верхней части с массовыми скоплениями конхострак. Мощность 120 см.

3. Глина серая, песчаная; в нижней части отмечен прослой желтоватого глинистого песчаника мощностью до 5 см. Верхняя и нижняя границы волнистые. Мощность 15 см.

4. Глина красновато-бурая. Видимая мощность 10 см.

Обнажение 1г (пачка 2)

1. Глина красновато-бурая, с ризолитами. Видимая мощность 10 см.

2. Глина серая, песчаная. Мощность 30 см.

3. Глина бурая, с нечеткими границами. Мощность 8 см.

4. Глина серая, песчаная, в центральной части – прослой рыжеватого песчаника мощностью 3 см. Мощность 25 см.

5. Глина красновато-бурая. Мощность 23 см.

6. Алеврит пестрый. Мощность 13 см.

7. Глина красновато-бурая, с плитчатой отдельностью. Мощность 35 см.

8. Алеврит серый, в верхней части – прослой рыжей и песчаной глины мощностью 2 см. Мощность 7 см.

9. Глина красновато-бурая. Мощность 23 см.

10. Алеврит светло-серый. Мощность 18 см.

Обнажение 1д (пачка 2)

1. Глина красновато-бурая. Видимая мощность 18 см.

2. Алеврит серый, тонкослоистый. Мощность 40 см.

3. Глина красновато-бурая. Мощность 25 см.

4. Алеврит серый. Мощность 17 см.

5. Глина красновато-бурая, в верхней части – прослой светло-серого алеврита мощностью 5 см, с ризолитами. Мощность 80 см.

6. Алеврит светло-серый, в верхней части прослой светло-желтого песчаника. Мощность 35 см.

Обнажение 1е (пачка 2)

1. Алеврит серый. Видимая мощность 10 см.

2. Алеврит пестрый. Мощность 20 см.

3. Песчаник желтовато-серый, слабоцементированный, неяснослоистый. Мощность 40 см.

4. Глина серая, в верхней части алевритистая. Мощность 55 см.

5. Глина красновато-бурая, с ризолитами. Мощность 16 см.

6. Алеврит серый, в средней части 5-сантиметровый прослой красновато-бурой глины. Мощность 40 см.

7. Глина красновато-бурая, с пятнами оглеения, в нижней части – прослой светло-серого алеврита мощностью 5 см. Мощность 60 см.

8. Алеврит светло-серый. Видимая мощность 15 см.

Обнажение 1ж (пачка 2, пачка 3)

1. Глина пестрая. Видимая мощность 10 см.

2. Песчаник желтовато-серый, глинистый, слабоцементированный. Мощность 15 см.

3. Глина красновато-бурая. Мощность 30 см.

4. Глина желтовато-серая, песчаная, переходящая в верхней части в пеструю. Мощность 40 см.

5. Глина красновато-бурая. Мощность 20 см.

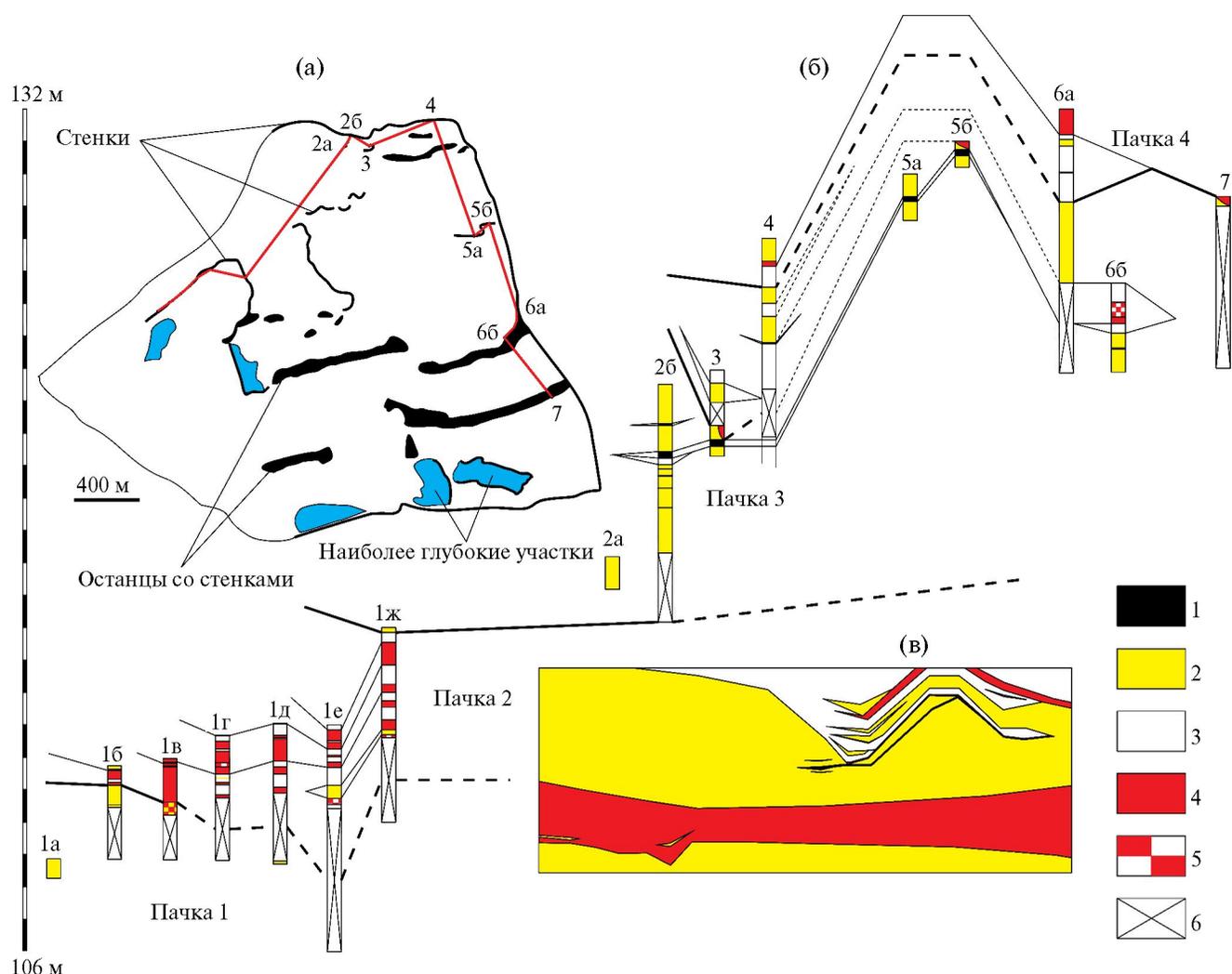


Рис. 4. Геологический разрез местонахождения Мансурово.

(а) – схема местонахождения с обозначением линии разреза 1а–7; (б) – корреляция по вскрышам 1а–7; (в) – геологическая модель по линии разреза 1а–7. Условные обозначения: 1 – конгломерат, 2 – песчаник, 3 – сероцветные глины и алевроиты, 4 – красноцветные глины и алевроиты, 5 – пестрые глины и алевроиты, 6 – необнаженные участки.

6. Глина серая. Мощность 25 см.
7. Глина красновато-бурая. Мощность 20–25 см.
8. Глина серая, в кровельной части буроватая и песчаная. Мощность 60 см.
9. Алевроит красновато-бурый, с единичными раковинами конхострак хорошей сохранности. Мощность 70 см.
10. Алевроит серый, переходящий к подошвенной части в бурый. Мощность 30 см.
11. Песчаник серый, среднезернистый, слабосцементированный, косослоистый. Видимая мощность 15 см.

Практически во всех слоях красновато-бурых глин и алевроитов обнаружены ризолиты длиной до 30 мм и шириной до 3 мм, с желтоватой сердцевинной и серой каймой оглеения.

Обнажение 2а (пачка 3)

1. Песчаник желтовато-серый, среднезернистый, слабосцементированный, косослоистый, с глинистыми интракластами желтовато-бурыми, уплощенными, размером до 2 см. Видимая мощность 100 см.

Обнажение 2б (пачка 3)

2. Песчаник бежевый, мелкозернистый, слабосцементированный, неяснослоистый, с редкими фиолетовыми пятнами. В кровельной части встречаются плотные стяжения размером до 20 см, а также глинистые интракласты желтовато-бурые, размером до 7 см, залегающие параллельно плоскости напластования. Видимая мощность 140 см. В нижней части встречены изолированные кости черепа и посткраниального скелета тетрапод. Между кровельной частью слоя 1 и подошвенной частью слоя 2 интервал нескрытых пород мощностью первые десятки см.

3. Песчаник бежевый, мелкозернистый, глинистый, слабосцементированный, неяснослоистый, с редкими следами ожелезнения. Мощность 60 см.

4. Песчаник бежевый, мелкозернистый, от слабо- до сильносцементированного, косослоистый, угол наклона слоев 20°. Мощность около 37 см.

5. Глина серая, плавно переходящая в кровельной части в серый песчаник с пятнами ожелезнения. Залегание линзовидное. Мощность 3–4 см.

6. Песчаник светло-серый, мелкозернистый, среднесцементированный, пологоволнисто-слоистый. Мощность до 20 см.

7. Песчаник желтовато-серый, тонкогоризонтально-слоистый, слабосцементированный, с послойным ожелезнением в средней и кровельной частях. Мощность 13 см.

8. Глина серая, песчаная, с плитчатой отдельностью. Залегание линзовидное. Мощность до 20 см.

9. Конгломерат серый, сильносцементированный. Обломочная часть представлена глинистыми интракластами бежевыми, уплощенными, размером до 4 см (в основном 0.5–1 см), плохо сортированными. Подошва волнистая. Залегание в виде протяженной линзы. Мощность 10–20 см.

10. Песчаник светло-серый, среднезернистый, от слабо- до сильносцементированного, горизонтально-слоистый, мощность слоев от 2 до 20 мм. В кровельной части прослеживаются линзовидные прослои малинового цвета мощностью до 4 см. Мощность около 80 см.

11. Конгломерат (как в слое 8) с волнистой подошвой. Залегание в виде протяженной линзы. Мощность до 7 см.

12. Песчаник желтовато-серый, крупнозернистый, среднесцементированный, косослоистый, угол наклона слоев 15°. Видимая мощность 120 см.

Обнажение 3 (пачки 3 и 4)

1. Конгломерат серый, сильносцементированный. Соответствует слою 9 разреза 26. Мощность до 20 см.

2. Песчаник серый, мелкозернистый, сильносцементированный, косослоистый. Видимая мощность 45 см.

3. Глина красновато-бурая, врезобразного залегания, с многочисленными растительными остатками. Мощность до 45 см.

4. Песчаник желтовато-бурый, глинистый, слабосцементированный, пологоволнисто-слоистый. Видимая мощность 60 см. Между слоями 2–3 и 4 интервал нескрытых пород мощностью 70 см.

5. Глина серая, неяснослоистая, слюдяная. Видимая мощность 40 см.

Обнажение 4 (пачка 4)

1. Глина серая, массивная. Видимая мощность 140 см.

2. Гравелит серый. Залегание линзовидное. Мощность до 5 см.

3. Песчаник желтовато-серый и серый, местами сильносцементированный, неяснослоистый, с включениями серых уплощенных глинистых интракластов размером до 2 см. Мощность до 80 см.

4. Глина серая, местами ожелезненная. Мощность 40 см.

5. Песчаник желтовато-бурый, местами рыжеватый. Кровля и подошва нечеткие. Мощность 50 см.

6. Глина серая. Мощность 65 см.

7. Глина красновато-бурая. Залегание с пережимами. Мощность 15–40 см.

8. Песчаник серый, среднезернистый, среднесцементированный, косослоистый. Видимая мощность 70 см.

Обнажение 5а–5б (пачки 3 и 4)

1. Песчаник серый, мелкозернистый, слабосцементированный, с плотными стяжениями. Видимая мощность 60 см.

2. Конгломерат серый, линзовидного залегания. Соответствует слою 9 разреза 26 и слою 1 обнажения 1. Мощность до 20 см.

3. Песчаник серый, мелкозернистый, сильносцементированный, горизонтально-слоистый. Видимая мощность 70 см.

4. Глина красновато-бурая. Залегание с выклиниванием. Видимая мощность до 25 см.

Обнажение 6а (пачки 3 и 4)

1. Песчаник серый в нижней части и желтовато-серый в верхней части, среднезернистый, слабосцементированный, неяснослоистый, со следами ожелезнения. Мощность около 250 см.

2. Частое переслаивание серых глин и желтоватых песчаников среднесцементированных. В глинах встречаются карбонатные микролинзочки кремневые, протяженностью до 7 см и мощностью до 2 см. Мощность 90 см.

3. Песчаник серый, среднезернистый, сильносцементированный, косослоистый. Кровля волнистая. Мощность до 10 см.

4. Алеврит серый, с плитчатой отдельностью, ожелезненный, с линзовидными прослойками глинистого песчаника серого, мелкозернистого, мощностью до 2 см. Мощность 80 см.

5. Песчаник серый и желтовато-серый, среднезернистый, сильносцементированный, неяснослоистый. Мощность 20 см.

6. Алеврит желтовато- и буровато-серый, песчаный. Мощность 15 см.

7. Глина красновато-бурая, алевритистая, с плитчатой отдельностью. Мощность 80 см.

Обнажение 66 (пачки 3 и 4)

8. Песчаник буровато-серый, слабосцементированный, неяснослоистый. Видимая мощность 70 см.

9. Глина желтовато-серая. Мощность до 5 см.

10. Глина серая, песчаная, со следами ожелезнения и карбонатными журавчиками. Мощность 45 см.

11. Алеврит серый, с плитчатой отдельностью. Мощность около 30 см. Западнее по обнажению переходит в песчаник светло-серый и бежевый, среднезернистый, сильносцементированный, в подошвенной части горизонтально-слоистый (5 см), в средней части косослоистый (15 см) с углом наклона слоев 35° – 40° и в верхней части горизонтально-слоистый (видимая мощность 15 см), со следами ожелезнения.

12. Глина красновато-бурая. Мощность около 20 см.

13. Глина пестрая, песчаная. Мощность 45 см.

14. Частое переслаивание серых среднесцементированных глин и желтовато-серых слабосцементированных песчаников мелкозернистых, неяснослоистых. Мощность около 60 см.

Обнажение 7 (пачки 3 и 4)

1. Песчаник светло-серый, среднезернистый, слабосцементированный, косослоистый. Видимая мощность 30 см.

2. Глина красновато-бурая. Видимая мощность 30 см.

Текстурные особенности. На основании изучения особенностей морфологии кровельных и подошвенных поверхностей разноуровневых слоев песчаника пачки 3 были выделены донные формы, представленные различными знаками ряби, трещинами усыхания, а также микробальными седиментационными структурами.

Знаки ряби. На кровле крупного блока песчаника с отпечатками флоры, происходящего из нижней части пачки 3, выделены донные формы, представленные асимметричными относительно узкими знаками ряби (тип 1) (рис. 5а). Для ряби характерны простые формы с округлыми сглаженными вершинами валиков. Валики слабоизогнутые, относительно узкие и асимметричные. Расстояние между вершинами соседних валиков составляет 50–60 мм, высота валиков 5–10 мм, индекс высоты ряби 7, индекс асимметрии валиков 2.7. Азимутальное направление потока ввиду не инсигного залегания установить невозможно.

На гладкой подошве крупного блока песчаника, происходящего из нижней или средней частей пачки 3, с редкими железистыми включениями в виде уплощенных округлых бляшек диаметром до 15 мм выделены напластовые текстуры, представленные асимметричными широкими знаками ряби (тип 2) (рис. 5б). Для ряби характерны простые формы с округлыми сглаженными вершинами валиков. Валики слабоизогнутые, широкие и асимметричные. Расстояние между вершинами соседних валиков (впадины на подошве слоя) составляет 160–170 мм, высота валиков 15–17 мм, индекс высоты ряби 10, индекс асимметрии валиков 5.5. Данные по гранулометрии: см. “Литологическая характеристика. Песчаник пачки 3 (средняя часть)”. Азимутальное направление потока с учетом инсигного залегания знаков ряби в низах пачки субмеридиональное: с севера на юг.

На кровле крупного блока песчаника, подстилающего слой конгломерата и соответствующего слою 7 обнажения 26, выделены напластовые текстуры, представленные лингоидными знаками ряби с извилистыми и непротяженными валами (тип 3) (рис. 5в).

Трещины усыхания. Трещины усыхания обнаружены на подошвах отвальных блоков косослоистого песчаника, происходящих из отложений пачки 3, не ниже ее середины. Трещины прямые и слабоизвилистые, шириной (раскрытость) от 2 до 25 мм и глубиной от 2 до 20 мм. Образуют сетку из полигональных блоков размером от 10 до 400 мм, а также протяженные, длиной не менее 350 мм, недораскрытые трещины (рис. 5г, 5д).

Микробальные осадочные текстуры. Среди песчаников пачки 3 (от самых низов до средней части) как на кровельных, так и на подошвенных поверхностях выделены многочисленные и разнообразные структуры, интерпретируемые как микробальные (рис. 5е, 5ж). К ним относятся: различные по размеру купола (Bose, Chafetz, 2009; Cuadrado et al., 2013; Vanerjee et al., 2014) (рис. 5е), линейные и гребенчатые складки в пределах знаков ряби (Ульяхин и др., 2023а), канавки, пучки (Lakhdar et al., 2020) (рис. 5ж), сильно изогнутые полигональные трещины.

Литологическая характеристика. Для уточнения генезиса выделенных литотипов четырех пачек местонахождения приводится их микролитологическая характеристика на основе изучения петрографических шлифов.

1. Песчаник пачки 1 (рис. 6а). Обломочная часть занимает около 60% от площади шлифа. Распределение обломков равномерное. Размер обломков 0.2–0.7 мм, в основном 0.5 мм. Обломки преимущественно изометричной и реже удлиненной и резкоудлиненной формы, в основном полуокатанные и угловатые и в меньшей степени окатанные, средне-сортированные, представлены в основном

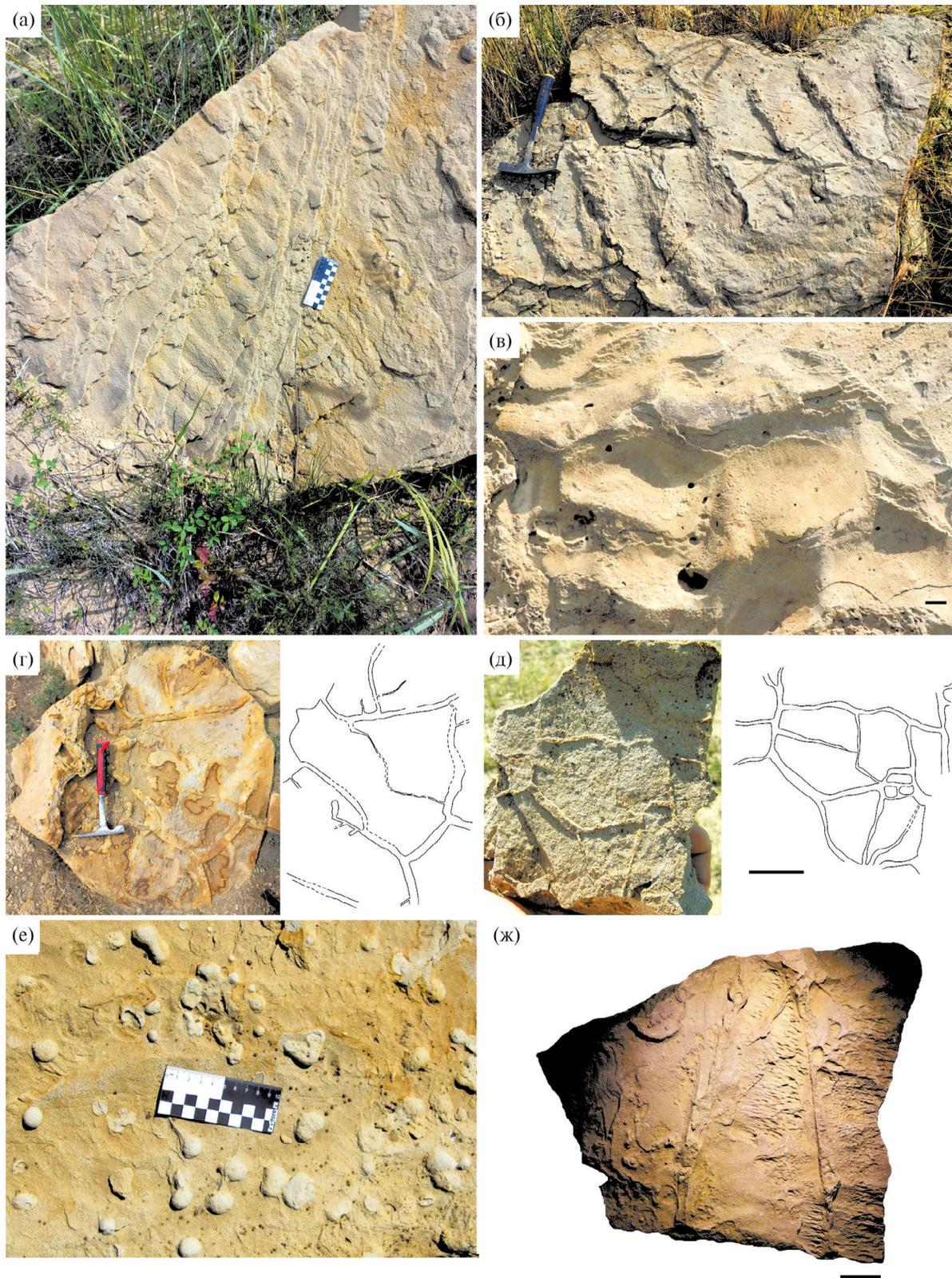


Рис. 5. Текстурные и структурные особенности песчаных пород пачки 3.

(а) – асимметричные узкие знаки ряби (тип 1); (б) – асимметричные широкие знаки ряби (тип 2); (в) – лингоидные знаки ряби (тип 3); (г) – широкие трещины усыхания на подошве песчаника; (д) – узкие трещины усыхания на подошве песчаника; (е) – прорванные газовые купола (?); (ж) – микробальные седиментационные структуры (экз. ПИН, № 5880/28). Длина масштабной линейки 20 мм.

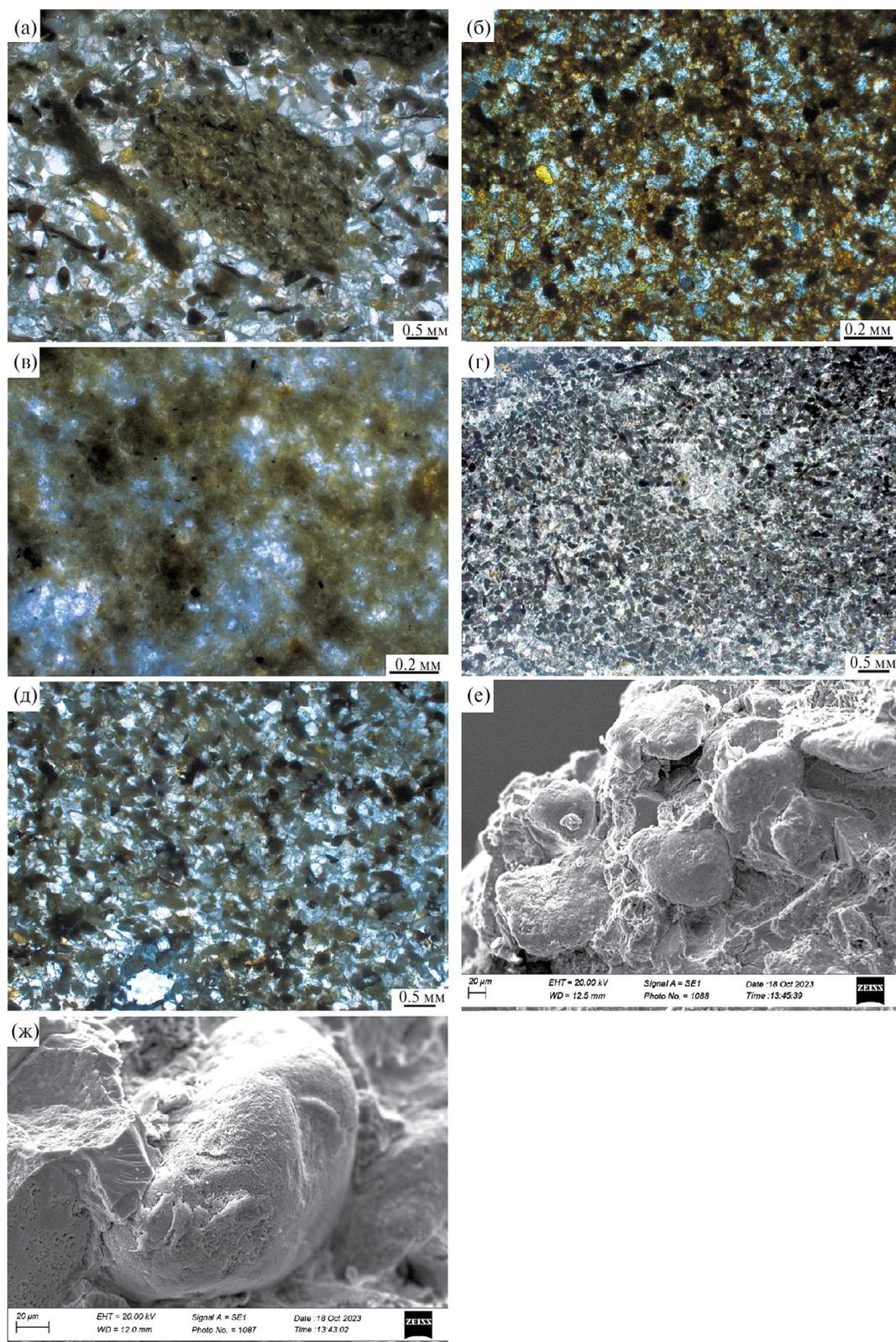


Рис. 6. Фото шлифов основных выделенных литотипов (не в скрепленных николях) и изображения (СЭМ) зерен кварца в песчанике. (а) – песчаник пачки 1 с обрывками микробийального мата в виде тонких лент, сложенных пелитоморфным материалом, а также катунов микрозернистого песчаника; (б) – глина пачки 2; (в) – глина из низов пачки 3 с микробийальными проявлениями; (г) – песчаник из средней части пачки 3 с зернами слюды; (д) – песчаник из верхов пачки 3; (е) – уплощенные полуокатанные зерна песчаника из нижней части пачки 3; (ж) – зерно песчаника из нижней части пачки 3 без золотых микротекстурных особенностей.

кварцем и реже слюдами. Слюдистый материал представлен зернами длиной 0.25–1.0 мм, составляет около 5% от площади шлифа, распределен неравномерно, ориентирован преимущественно в одном направлении вдоль плоскости напластования. Форменные элементы представлены глинистыми интракластами средней окатанности, размером до 6 мм, а также микробальными образованиями, распределенными неравномерно. Микробальные образования в виде фрагментов пленок длиной до 4 мм и толщиной 0.5 мм, сгустково-комковатой микрозернистой структуры, без выраженной микрослоистости, с равномерно распределенными углефицированными органическими частицами, которые могут быть пеллетами беспозвоночных. Также обнаружены микробальные образования в виде интракластов длиной до 0.6 мм, хорошо окатанных, удлиненных и резкоудлиненных, грубозернистой структуры, с включениями хорошо окатанных кварцевых зерен размером до 0.25 мм, неравномерно распределенного углефицированного детрита в основном резкоудлиненной формы. Цементирующая часть занимает около 40% от площади шлифа. Цемент преимущественно поровый, равномерный, сплошной, микрозернистой структуры. По минеральному составу преобладает глинисто-кальцитовый цемент. С учетом микролитологической характеристики, порода представлена песчаником крупнозернистым, полимиктовым, с глинисто-карбонатным цементом порового типа микрозернистой структуры.

2. Глина пачки 2 (низы) (рис. 6б). Обломочная часть занимает около 50% от площади шлифа. Распределение обломков равномерное. Помимо основных обломков глинистой размерности присутствуют единичные остроугольные обломки кварца размером до 0.05 мм и хорошо окатанные обломки силикатных минералов размером до 0.1 мм. Органические остатки представлены большим количеством углефицированного детрита в виде равномерно распределенных частиц преимущественно изометричной формы, размером 0.02–0.2 мм. Форменные элементы представлены глинистыми комками размером 0.05–0.15 мм, изометричной и удлиненной формы, распределенными равномерно. Цементирующая часть занимает около 50% от площади шлифа. Цемент поровый, равномерно кристаллической структуры. По минеральному составу преобладает кальцитовый цемент. С учетом микролитологической характеристики, порода представлена глиной мономинеральной, комковатой, с карбонатным цементом порового типа равномерно кристаллической структуры.

3. Глина пачки 3 (низы) (рис. 6в). Обломочная часть занимает около 90% от площади шлифа. Органические остатки представлены углефицированными включениями размером 0.01–0.06 мм, занимающими около 3% от площади шлифа, равномерно распределенными, в основном изометричными

и реже сильно удлиненными. Форменные элементы представлены глинистыми преимущественно сгустками и реже комками микробальной природы размером 0.05–0.5 мм, в основном изометричной и реже удлиненной формы, распределенными равномерно. Для сгустково-комковатого заполнителя характерны трещиноватая текстура и местами зернистая структура. Зерна размером до 0.02 мм, изометричные, слабоокатанные. Цементирующая часть занимает около 10% от площади шлифа. Цемент поровый, несплошной, равномерно кристаллической структуры. По минеральному составу преобладает кальцитовый цемент. С учетом микролитологической характеристики, порода представлена глиной мономинеральной, сгустково-комковатой, с карбонатным цементом порового типа равномерно кристаллической структуры, с микробальными проявлениями.

4. Песчаник пачки 3 (средняя часть) (рис. 6г). Обломочная часть занимает около 40% от площади шлифа. Распределение обломков неравномерное. Размер обломков 0.1–0.4 мм, в основном 0.2 мм. Обломки преимущественно удлиненной и реже изометричной и резкоудлиненной формы, в основном окатанные и в меньшей степени полуокатанные, хорошо сортированные, представлены в основном кварцем и реже слюдами. Слюдистый материал представлен зернами длиной до 0.6 мм, распределенными неравномерно, занимающими около 3% от площади шлифа, ориентированными преимущественно вдоль плоскости напластования. Цементирующая часть занимает около 60% от площади шлифа. Цемент базальный и поровый, неравномерный, пойкилитовой структуры, по минеральному составу глинисто-кальцитовый. С учетом микролитологической характеристики порода представлена песчаником мелкозернистым, полимиктовым, с глинисто-карбонатным цементом базально-порового типа пойкилитовой структуры.

5. Песчаник пачки 3 (верхи) (рис. 6д). Обломочная часть занимает около 70% от площади шлифа. Распределение обломков равномерное. Размер обломков 0.15–0.5 мм, в основном 0.25 мм. Обломки преимущественно изометричной и реже удлиненной и резкоудлиненной формы, в основном полуокатанные и окатанные и в меньшей степени угловатые, хорошо сортированные. По минеральному составу обломочная часть представлена в основном кварцем и реже слюдами. Слюдистый материал представлен единичными зернами длиной до 0.4 мм. Цементирующая часть занимает около 30% от площади шлифа. Цемент поровый, неравномерный, несплошной, микрозернистой структуры, по минеральному составу глинисто-кальцитовый. С учетом микролитологической характеристики, порода представлена песчаником среднезернистым, полимиктовым, с глинисто-карбонатным цементом порового типа микрозернистой структуры.

ФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС
ТЕТРАПОД, МАКРОФЛОРА
И ИХНОФОССИЛИИ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ
МАНСУРОВО

Комплекс тетрапод. Из местонахождения Мансурово известен характерный для устьмыльского горизонта комплекс тетрапод (группировка *Wetlugasaurus malachovi* фауны *Wetlugasaurus*; Новиков, 2018). Таксономическое разнообразие тетрапод в этом местонахождении наиболее велико по сравнению с другими местонахождениями гостевской свиты. Все костные остатки происходят из песчаной пачки 3 разреза Мансурово (рис. 7, 8).

Амфибии. Встреченные в местонахождении остатки амфибий (рис. 7) принадлежат типичным для указанной выше группировки формам

темноспондилов – позднему виду капитозаврида *Wetlugasaurus* (*W. malachovi* Novikov) и трематозавриду *Angusaurus* sp. Находки *Wetlugasaurus* представлены черепом молодой особи, который является наиболее полным среди всех известных на сегодняшний день краниальных остатков этого рода, а также фрагментами нижних челюстей и отдельными таблитчатыми костями. Череп (экз. ПИН, № 5880/30) характеризуется (рис. 7а): (1) утолщенной поверхностью “рогами” таблитчатых костей, скульптурированная поверхность которых сильно наклонена в сторону ушных вырезок (это же относится и к изолированной таблитчатой кости: экз. ПИН, № 5880/31), (2) хорошо развитой *crista ascendens* на задней поверхности восходящей пластины птеригоида и (3) наличием тонкой полосы шагрени на небных ветвях *pterygoideum*. Признаки 1 и 2 являются диагностическими для *Wetlugasaurus*

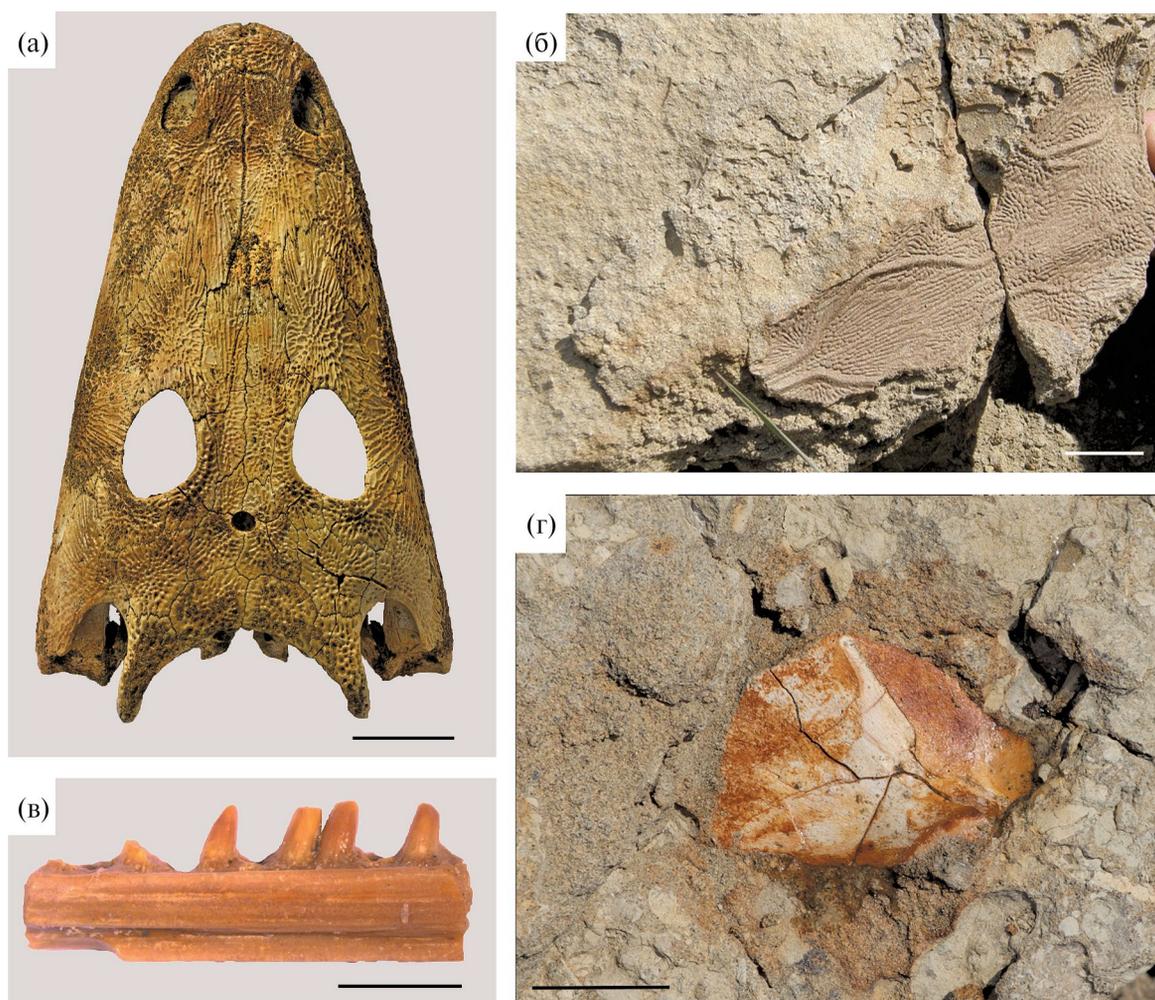


Рис. 7. Остатки тетрапод.

(а) – череп *Wetlugasaurus malachovi*, экз. ПИН, № 5880/30; (б) – фрагмент правой зубной кости мелкоразмерного *Temnospondyli*, вид с лингвальной стороны, экз. ПИН, № 5880/10; (г) – межключица *Temnospondyli* в костеносном конгломерате пачки 3. Оренбургская обл., Первомайский р-н, местонахождение Мансурово; нижний триас, нижнеоленинский подъярус, устьмыльский горизонт, гостевская свита. Длина масштабной линейки 20 мм (а, б, г), 2 мм (в).

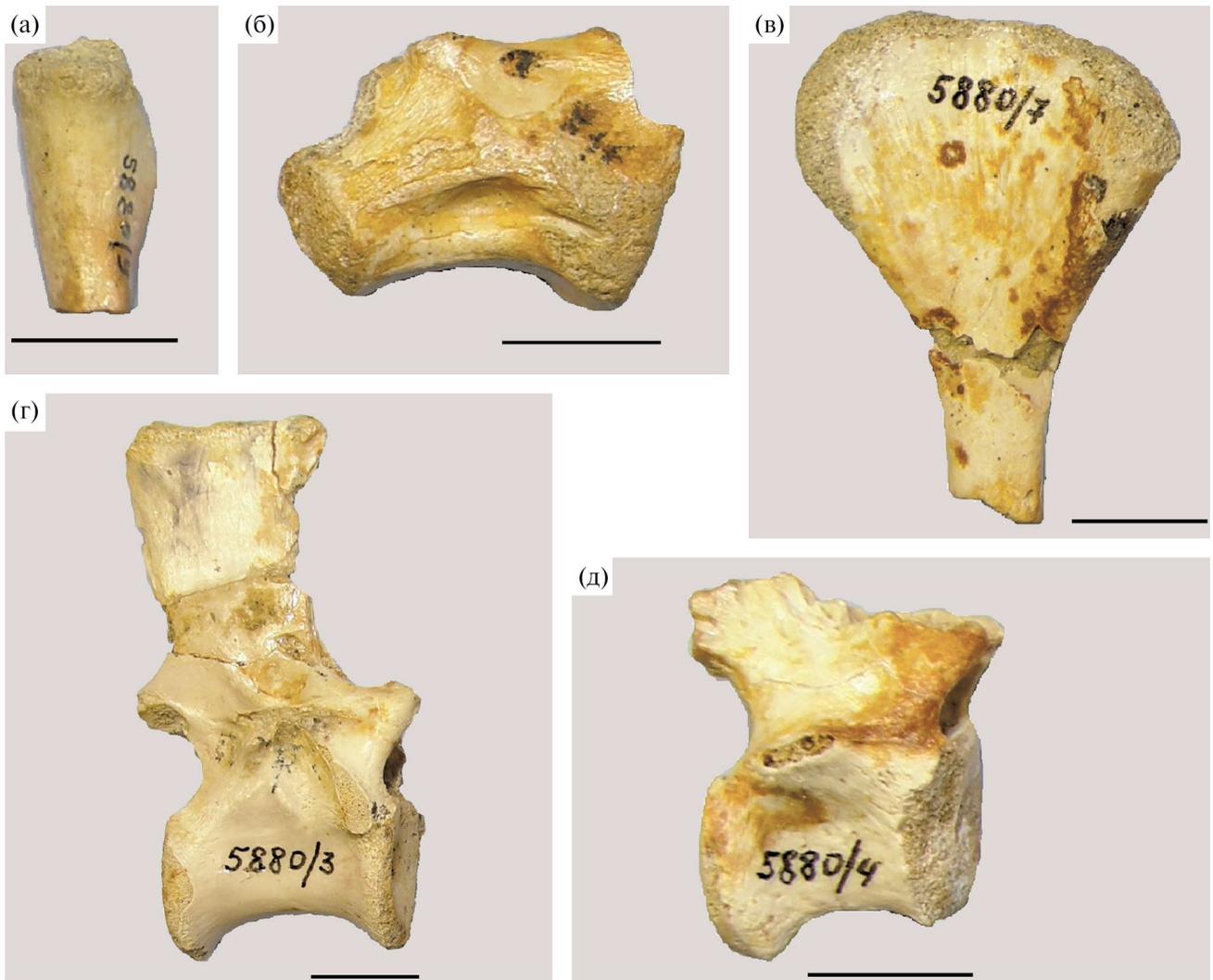


Рис. 8. Изолированные кости архозавроморф.

(а) – *Microcnemus* sp., экз. ПИН, № 5880/9, проксимальный фрагмент правой бедренной кости, вид с дорсальной стороны; (б) – *Tsylosuchus* (?) *jakovlevi* Sennikov, 1990, экз. ПИН, № 5880/5, неполный среднешейный позвонок, вид с латеральной стороны (справа); (в) – *Chasmatosuchus* (?) sp., экз. ПИН, № 5880/7, проксимальная часть правой плечевой кости, вид с вентральной стороны; (г, д) – *Thecodontia* fam. indet.: (г) – экз. ПИН, № 5880/3, среднетуловищный позвонок, вид с латеральной стороны (справа), (д) – экз. ПИН, № 5880/4, неполный переднехвостовой позвонок, вид с латеральной стороны (справа). Оренбургская обл., Первомайский р-н, местонахождение Мансурово; нижний триас, нижеоленекский подъярус, устьмыльский горизонт, гостевская свита. Длина масштабной линейки 10 мм.

malachovi, в то время как присутствие (признак 3) или отсутствие шагрени отмечено у представителей этого вида на разных стадиях онтогенеза, причем ее наличие выявлено только у молодых особей (Новиков, 2018). Фрагмент нижней челюсти (экз. ПИН, № 5880/37) также обладает типичным для *Wetlugasaurus malachovi* признаком – слегка расширенным каудально ретроартикулярным отростком.

Присутствие в местонахождении трематозаврида *Angusaurus* sp. определено по почти полному отпечатку крыши черепа (экз. ПИН, № 5880/36; рис. 7б) и фрагменту черепа (экз. ПИН, № 5880/35), которые позволили установить степень посторбитального удлинения крыши черепа, схожего с

таковым у представителей рода *Angusaurus* (см. Новиков, 2018).

Рептилии. Рептилии представлены архозавроморфами (пролацертилиями и текодонтами) – *Microcnemus* sp., *Chasmatosuchus* (?) sp. и *Tsylosuchus* (?) *jakovlevi* Sennikov, 1990 (рис. 8). Точное определение систематической принадлежности остатков рептилий затруднено тем, что они представлены только изолированными костями или их фрагментами.

К пролацертилии *Microcnemus* sp. мы относим проксимальный фрагмент правой бедренной кости (экз. ПИН, № 5880/9) (рис. 8а), по форме и размеру

сходный с лектотипом *Microcnemus efremovi* Huene, 1940.

Все остатки текодонтов из местонахождения принадлежат относительно небольшим особям. Среди них достаточно уверенно диагностируется удлиненное тело среднешейного (третьего—пятого) позвонка попозавроида *Tsylmosuchus*, наиболее вероятно, *Tsylmosuchus jakovlevi* (экз. ПИН, № 5880/5) (рис. 8б). Длина тела позвонка 25 мм, высота спереди 10 мм, отношение высоты к длине 2.5. Тело позвонка сильно сжато с боков посередине. Ось тела значительно отклоняется от горизонтали. Диапофиз и парапофиз расположены довольно низко у переднего края тела позвонка. От поперечного отростка диапофиза к верхней части заднего края тела позвонка отходит задняя центродиапофизарная (постдиапофизарная) пластина. Под этой пластиной расположена глубокая центродиапофизарная (инфродиапофизарная) впадина. Вентральный киль в виде слабо выступающего тонкого одинарного гребня.

Проксимальная часть правой плечевой кости с расширенным эпифизом и высоко расположенным

дельтопекторальным гребнем (экз. ПИН, № 5880/7) (рис. 8в), вероятно, принадлежит протерозухиду *Chasmatosuchus*.

Туловищный и хвостовые позвонки текодонтов из местонахождения Мансурово могут принадлежать *Chasmatosuchus* или *Tsylmosuchus*, так как при одинаковых или близких размерах признаки различия для позвонков этих отделов отсутствуют. Почти полностью сохранившийся среднетуловищный позвонок (экз. ПИН, № 5880/3) характеризуется высоким, тонким, расширяющимся в передне-заднем направлении в верхней части остистым отростком, расположением диапофиза в основании невральнй дуги посередине длины позвонка, а парапофиза — в верхней части тела позвонка у его переднего края (рис. 8г). Экземпляры ПИН, 5880/4 (рис. 8д) и 5880/8 представляют собой неполные предхвостовые позвонки. Любопытно, что экз. ПИН, № 5880/8 состоит из двух позвонков в естественном сочленении.

Макрофлора. В пределах глинистой пачки 2 обнаружены прослой с мелкими ожелезненными



Рис. 9. Растительные остатки, возможно, плауновидных (?). (а, б) — ядра фрагментов побегов из средней части пачки 3; (в) — ризолиты, замещенные кальцитом и песчаным материалом из низов пачки 4. Длина масштабной линейки 10 мм.

ризолитами — остатками мочковатых корневых систем растений, наиболее вероятно споровых.

В нижней части песчаной пачки 3 обнаружены остатки макрофлоры, представленные ядрами фрагментов разноориентированных прямых или изогнутых стволов и других частей относительно крупных растений, вероятно принадлежащих плауновидным, длиной до 20 см и толщиной до 4 см (рис. 9а, 9б). Следы углефикации отсутствуют.

В основании глинистой пачки 4 обнаружены многочисленные остатки ризолитов не инситуного залегания в виде серых и бурых кальцитовых заполнений, прямых и изогнутых, на поверхности с закономерно расположенными бугорками, круглыми в поперечном сечении, местами с признаками ветвления, диаметром 2–10 мм (рис. 9в).

Ихнофоссилии. Уникальная особенность рассматриваемого местонахождения — присутствие большого числа ихнофоссилий. Все обнаруженные ихнофоссилии происходят из песчаной пачки 3. Комплекс ихнофоссилий весьма разнообразный, представлен в основном противотпечатками на подошвах блоков песчаника, обнаруженных в отвалах карьера.

В первую очередь следует отметить следы архозавроморф — *Rhynchosauroides* isp. и хиротериид, вероятно *Protochirotherium* isp. (экз. ПИН, № 5880/11–14), впервые найденных в Восточной Европе (рис. 10а). Хиротерииды представлены как следами хождения, так и следами плавания. Следы *Rhynchosauroides*, очевидно, принадлежат пролацертилиям, а именно найденным в этом местонахождении *Microspemus*. Следы хиротериид были оставлены текодонтами, но из-за отсутствия информации о морфологии стопы *Chasmatosuchus* и *Tsylmosuchus* точнее определить их принадлежность затруднительно.

Среди следов беспозвоночных обнаружены следы ползания, зарывания и питания, в том числе *Taenidium* isp. и другие. Наиболее многочисленны следовые дорожки артропод *Diplichnites triassicus* (Linck, 1943) (экз. ПИН № 5880/1, 2; рис. 10б) (Ульяхин и др., 2023а, 2023б).

В дальнейшем планируется детальное изучение и описание комплекса ихнофоссилий местонахождения.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГОСТЕВСКОЙ СВИТЫ

Впервые выделенная и описанная В.П. Твердохлебовым (1970а, 1970б) гостевская свита была утверждена для юго-востока Волго-Уральской антеклизы (Бузулукской впадины) Межведомственным стратиграфическим совещанием по триасу Восточно-Европейской платформы в 1979 г. вместо упраздненной ромашкинской свиты (Решение..., 1982). На протяжении довольно долгого времени свита являлась частью надветлужских (яренских) отложений позднеоленекского возраста (Твердохлебов, 1970а; Решение..., 1982). Основанием для этого было присутствие в голостратотипе “проблематичных” остатков темноспондила *Trematosaurus*, а также, несомненно, яренского комплекса тетрапод из местонахождения Рассыпная (Ивахненко и др., 1997), вмещающие отложения которого ошибочно относились к гостевской свите (Новиков и др., 1998). При последующей ревизии материалов по тетраподам из гостевской свиты стратотипического района был сделан вывод о том, что гостевский комплекс тетрапод является одновозрастным фауне устьмыльского горизонта более северных регионов (Печорская и Мезенская синеклизы) (Гусева и др., 1996; Новиков, 2018),

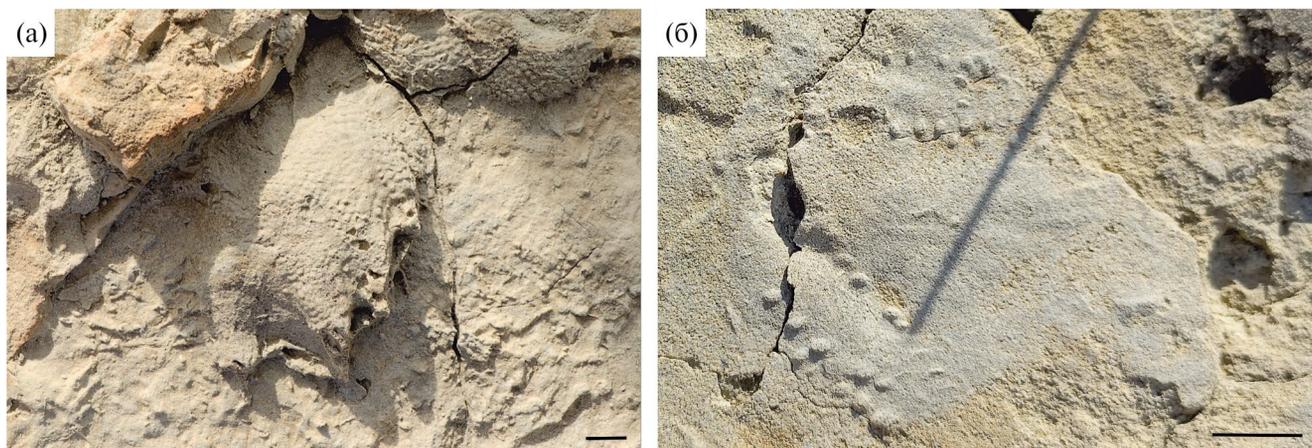


Рис. 10. Ихнофоссилии.

(а) — противотпечатки следов архозавроморф *Rhynchosauroides* isp. и *Protochirotherium* (?) isp., экз. ПИН, № 5880/13; (б) — противотпечатки следовых дорожек артропод *Diplichnites triassicus*, экз. ПИН, № 5880/1. Оренбургская обл., Первомайский р-н, местонахождение Мансурово; нижний триас, нижнеоленекский подъярус, устьмыльский горизонт, гостевская свита. Длина масштабной линейки 10 мм.

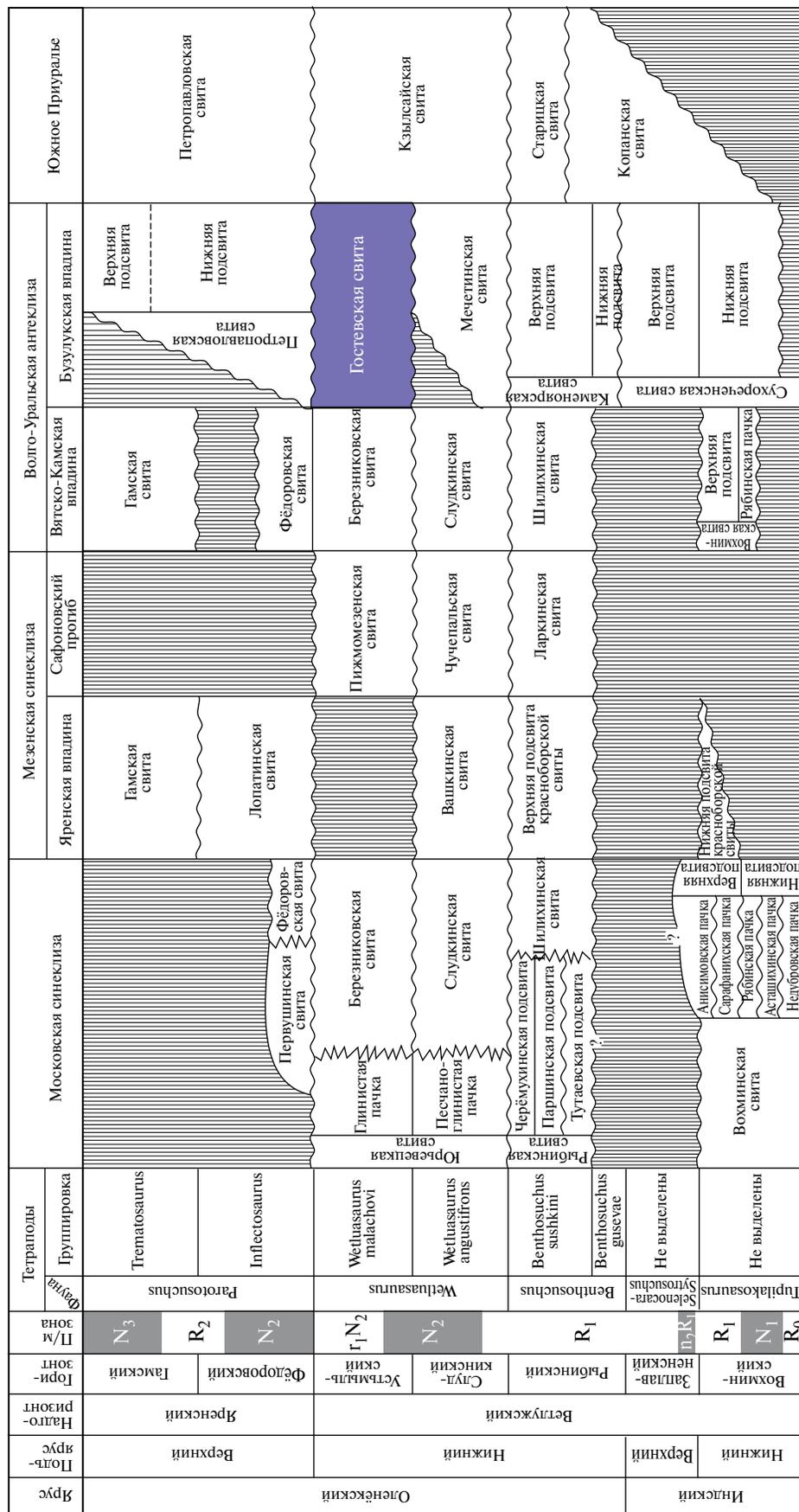


Рис. 11. Положение гостевской свиты на унифицированной стратиграфической схеме нижнего триаса Московской и Мезенской синеклиз, Волго-Уральской антеклизы и Южного Приуралья (по Новиков, 2018).

в то время как костеносные отложения местонахождения Рассыпная были отнесены к петропавловской свите, занимающей более высокое стратиграфическое положение (Новиков и др., 1998). В итоге было доказано соответствие гостевской свиты устьмыльскому горизонту (Новиков и др., 1998; Новиков, Сенников, 2001).

Устьмыльский горизонт, занимающий терминальное положение в составе ветлужского надгоризонта нижнего триаса Восточно-Европейской платформы (рис. 11), был впервые выделен И.В. Новиковым, В.Р. Лозовским, М.А. Шишкиным и М.Г. Минихом (Новиков и др., 1990). Он включает отложения, охарактеризованные группировкой тетрапод *Wetlugasaurus malachovi* фауны *Wetlugasaurus*, и соответствует по ихнофауне подзоне *Gnathorhiza triassica beresnikiensis* (Новиков, 2018). Стратотип горизонта располагается на правом берегу р. Цильма (левый приток р. Печора), в 1,5 км ниже устья р. Мыла (Новиков и др., 1990). Нижняя часть горизонта имеет прямую остаточную намагниченность (зона N2T1), тогда как его верхняя часть характеризуется обратной намагниченностью и рассматривается в качестве субзоны (rN2T1) в пределах зоны N2T1 (Лозовский и др., 2011). Раннеоленинская датировка горизонта основана на данных палинологического анализа костеносных отложений в стратотипическом разрезе (Ильина, Новиков, 1994). В пределах Восточно-Европейской платформы помимо гостевской свиты Бузулукской впадины устьмыльский горизонт представлен березниковской свитой на востоке Московской синеклизы и в Вятско-Камской впадине, глинистой пачкой юрьевецкой свиты в западной части Московской синеклизы, верхней частью вашкинской свиты Яренской впадины и пижмомезенской свитой Сафоновского прогиба в Мезенской синеклизе, а также верхней частью чаркабожской свиты в Печорской синеклизе (Новиков и др., 1990; Новиков, 1994; Лозовский и др., 2011; Кухтинов и др., 2016). Нельзя также исключать присутствие горизонта в Южном Приуралье, где ему может соответствовать верхняя часть кзылсайской свиты (Миних, Миних, 2006; Новиков, 2018).

В Бузулукской впадине гостевская свита распространена в бассейнах рек Большой Иргиз, Чапаевка, Съезжая, Таволжанка и Бузулук (притоки р. Самара) (Новиков и др., 1998). Голостратотип и парастратотип свиты располагаются в бассейне р. Таволжанка (Борский район, Самарская область). Нижняя половина свиты (голостратотип) обнажается в верховьях оврага Мечеть (Сосновый Дол) в 4 км к юго-западу от с. Алдаркино, а ее верхняя часть (парастратотип) – по левому притоку оврага Даниловский Дол у южной окраины с. Гостевка (Твердохлебов, Твердохлебова, 2014). Свита залегает эрозионно на мечетинской свите (слудкинский горизонт) и представлена преимущественно сероцветными песчаниками и песками

(Твердохлебов, 1970б). В основании свиты залегают серые конгломераты и песчаники, тогда как верхняя часть сложена красно-бурыми и зеленовато-серыми горизонтально-слоистыми глинами и алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. Одной из характерных особенностей гостевской свиты в стратотипическом районе является существенное уменьшение красноцветности вмещающих отложений по сравнению с залегающими ниже породами (Новиков и др., 1998). Суммарная мощность свиты составляет около 50 м. Остатки тетрапод, характерных для раннеоленинской группировки *Wetlugasaurus malachovi*, найдены в конгломератах и песчаниках в низах свиты (*Wetlugasaurus* cf. *malachovi*, *Angusaurus* sp.), а также в песчаниках ее средней части (*Wetlugasaurus* sp., *Angusaurus* sp.). Остатки конхострак *Cyclestheria rossica* Novojilov и *Pseudoestheria putjatensis* Novojilov из красновато-бурых глин верхней части свиты также указывают на раннетриасовый возраст (Твердохлебов, Твердохлебова, 2014). Голостратотип свиты характеризуется обратной остаточной намагниченностью (Решение..., 1982). Верхняя граница гостевской свиты с батскими отложениями устанавливается по исчезновению красноцветных тонкозернистых пород и появлению зеленовато- и желтовато-серых горизонтально-слоистых алевролитов и глин с прослоями песков.

Местонахождение Мансурово (рис. 2) расположено в 60 км к югу от стратотипической местности. Несмотря на такую его отдаленность, представляется вполне вероятным, что песчаники и конгломераты в местонахождении и в разрезах стратотипической местности относятся к одному седиментационному бассейну. Однако линзовидные тела костеносных песчаников, вероятнее всего, представляют собой разные, не связанные друг с другом палеогеографически области речной седиментации. Литотип песчаников пачки 3 в разрезе местонахождения Мансурово схож с литотипом песчаников средней части сводного стратотипического разреза по наличию относительно мощной толщи сероцветных, мелко- и среднезернистых, полимиктовых, косослоистых песчаников с линзовидными прослоями конгломератов и глин с большим количеством рассеянных глинистых интракластов. Из этих отложений в обоих случаях известен одноименный комплекс тетрапод. При этом в разрезе местонахождения, в отличие от разрезов стратотипической местности, песчаники имеют в основном бежевый и желтовато-серый цвет, а из верхней части пачки 3 известны горизонтально-слоистые песчаники, отсутствующие в стратотипе. Наиболее тонкозернистые красновато-бурые и зеленовато-серые горизонтально-слоистые глины и алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками, из средней части сводного разреза стратотипа обнаруживают большое сходство с пачкой 2 Мансуровского разреза. Однако в разрезах стратотипической

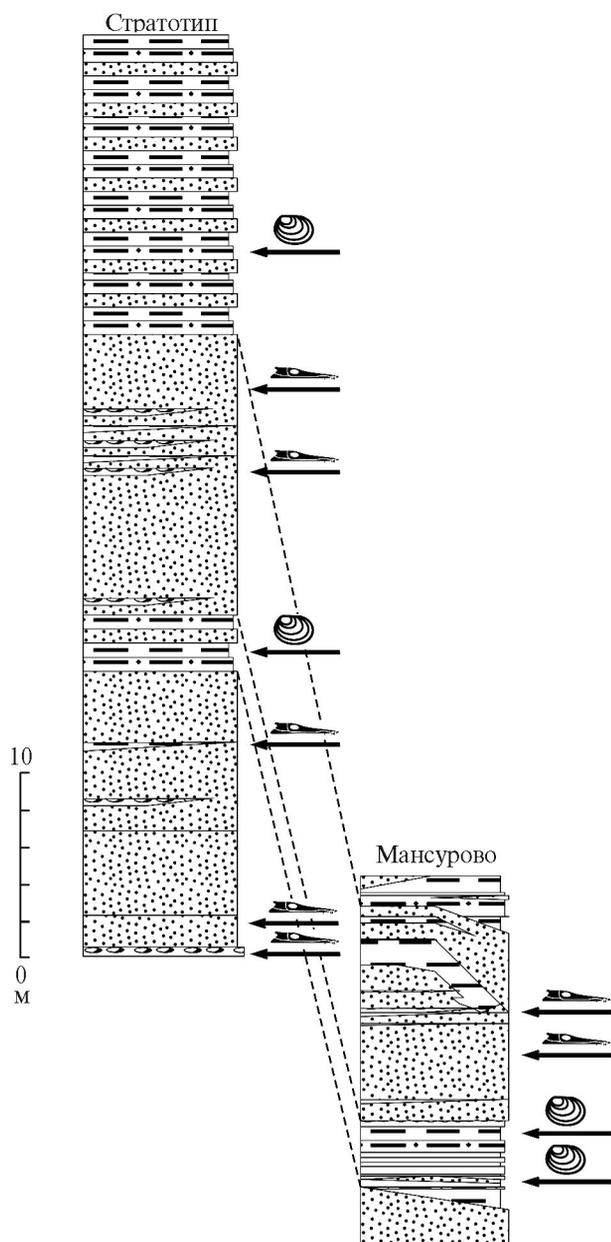


Рис. 12. Корреляция разреза Мансурово со стратотипическим разрезом гостевской свиты. Условные обозначения см. рис. 2.

местности отсутствуют корневые остатки, обнаруженные в большом количестве в рассматриваемом местонахождении. Таким образом, учитывая литологические особенности, разрез местонахождения Мансурово можно соотнести со средней частью сводного стратиграфического разреза гостевской свиты (рис. 12). Однако наиболее надежным критерием отнесения Мансуровского разреза к гостевской свите (как и к устьемьльскому горизонту) является тетраподная фауна. При этом следует отметить, что установленные в местонахождении Мансурово комплексы флоры, фауны и ихнофоссилий существенно дополняют известную только

по тетраподам палеонтологическую характеристику гостевской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ

Седиментационная модель формирования местонахождения. В целом осадочные породы местонахождения Мансурово представлены флювиальной группой континентальных отложений с явной этапностью формирования осадочного комплекса (рис. 13). Их можно разделить на четыре седиментационных цикла, соответствующих выделенным пачкам (снизу вверх):

- 1) русловая фация (прирусловая отмель);
- 2) пойменная фация (внутренняя прирусловая пойма);
- 3) русловая фация (прирусловая и стрежневая отмели);
- 4) пойменная фация (внешняя прирусловая пойма).

Область седиментации при формировании пачки 1 представляла собой прирусловую отмель с очень низким энергетическим уровнем, на что указывает высокая глинистость и большое количество быстро отложенного с незначительной переработкой слюдяного материала (рис. 13а). При этом происходил размыв ранее отложенных серых глин и песчаников и сформированных на них микробильных пленок.

Область седиментации при формировании пачки 2 представляла собой внутреннюю прирусловую пойму, несколько отдаленную от русла (рис. 13б). Ритмичное чередование красновато-бурых и светло-серых слоев свидетельствует о цикличности режима заливаемой в половодье поймы, периодически сопровождаемого осаждением песчаного материала. Светло-серые слои алевритов и песчанистых глин, местами с выклиниванием, мощностью от 5 до 40 см соответствуют основной фазе половодья, которое распространялось по площади довольно неравномерно с учетом особенностей рельефа и высоты уровня воды. Красновато-бурые в целом более мощные (от 8 до 120 см) слои глин и алевритов формировались, вероятнее всего, в ложбинах при очень низкой гидродинамической активности, на что указывает высокое содержание слюды. Многочисленные ризолиты в красноватых породах указывают на начальные этапы почвообразования, которые не успевали развиваться до образования полноценных педокомплексов (характерны для внутренней поймы) из-за крайней нестабильности и частой смены водного режима. Плохо выраженная слоистость в пределах слоев указывает на переработку осадка корневыми системами и, возможно, животными. Малочисленность в пределах пачки конхострак и отсутствие остракод, возможно, связано с частым осушением, что

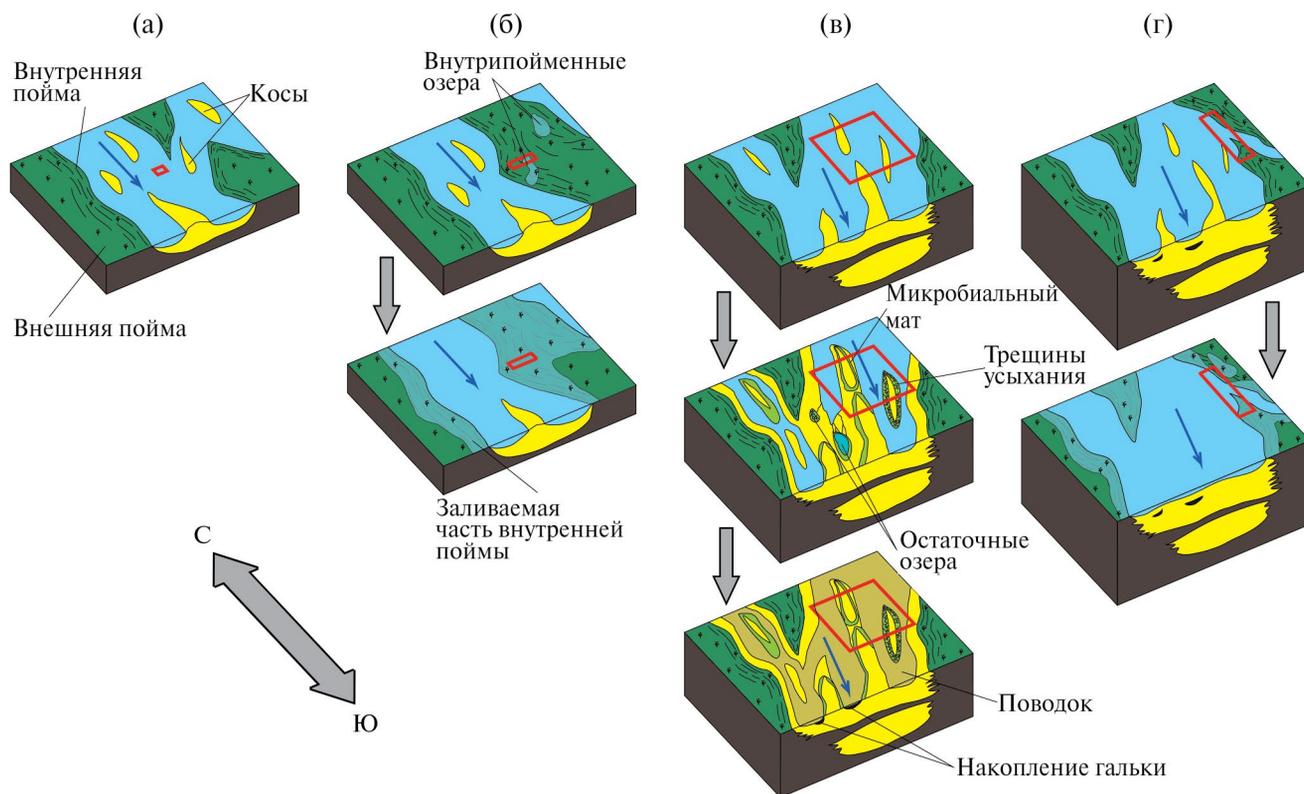


Рис. 13. Седиментационная модель формирования местонахождения на примере выделенных пачек и характерных для них стадий накопления осадочного материала. (а) – пачка 1, (б) – пачка 2, (в) – пачка 3, (г) – пачка 4. Красным отмечена область седиментации.

может указывать на семиаридный климат (Твердохлебов, 2001, 2011; Твердохлебов, Твердохлебова, 2010).

Область седиментации при формировании пачки 3, в пределах которой происходило захоронение костных остатков, следов тетрапод и беспозвоночных, представляла собой блуждающие мелководные русла реки, разветвленной на рукава, с неустойчивым и сменным режимом скорости осадконакопления (рис. 13в). В начальные этапы формирования пачки происходила активная седиментация вместе с песчаным глинистым и слюдястым материалами, тогда как на завершающем этапе глинистость и слюдястость заметно снижаются. Установленные типы ряби течения указывают не только на разную глубину, но и на изменение скорости течения. Рявь типов 1 и 2 является мелководной, сформированной на песчаной отмели с глубиной более 1 м, причем рявь типа 2 – при большей скорости течения (Reineck, Singh, 1973; Фролов, 1992; Vaas et al., 2013; Das, 2016). Рявь типа 3 сформирована в более мелководной зоне песчаной отмели с глубиной, не превышающей 1 м (Vaas, 1978; Das, 2016). В мелководной зоне, в том числе в условиях крайнего мелководья (первые десятки см) прирусловой отмели, при низкой и очень низкой гидродинамической активности,

на поверхности песчаного и песчано-глинистого осадка формировались тонкие пленки цианобактериальных матов с образованием различных микробийных структур: гребенчатых складок, газовых куполов и пр. В местах с наименьшей глубиной, приближенных к берегу, происходило вспучивание микробийных пленок за счет газовых выделений с образованием многочисленных небольших куполов (Bose, Chafetz, 2009; Cuadrado et al., 2013; Banerjee et al., 2014). В относительно мелководной зоне, лишенной гидродинамической активности (отмели в тихих заводях), происходило заиливание в межень с сезонной седиментацией светлых глинистых илов, практически лишенных слюдястого и псаммитового материала. Некоторые из илов накапливались на подводном склоне с периодическим оползанием и образованием соответствующих линзовидных текстур, в том числе линзочек песчаника. На поверхности илов также формировались цианобактериальные маты с образованием линейных складок вдоль склонов валов ряби течения. Мелководные участки с наибольшей скоростью течения образовывали стрежень, где происходило накопление относительно рассеянного и наиболее грубозернистого материала, в том числе галечной размерности – нижняя половина пачки. В пределах исследованного разреза седиментация осадков происходила неравномерно вследствие блуждания

речных рукавов и их периодического пересыхания. В гостевское время климат на рассматриваемой территории был жарким и семиаридным (Твердохлебов, 2001; Шишкин и др., 2006). Выявленные широкие (до 2.5 см) трещины усыхания на разных уровнях нижней части пачки, с учетом их морфологии и топографии, свидетельствуют о продолжительном пересыхании заиленных мелководных участков реки. О пересыхании также свидетельствуют полигональные трещины цианобактериальных матов. Тетраподы оставляли свои следы в обмелевшем участке стрежени с развитым микробийным матом. Мат успевал сформироваться при очень низкой скорости течения в пределах рассматриваемого участка, а после поднятия уровня воды быстро заносился аналогичными стрежневыми отложениями с большим количеством разноразмерных (3–35 мм) сероглиняных интракластов. Присутствие в разрезе песчаной пачки эоловых отложений, выделяемых в песчаниках нижнего триаса Оренбургской области (Твердохлебов, 1971, 2001; Твердохлебов, Твердохлебова, 2010), не выявлено ни по структурно-текстурному анализу пород, в том числе в шлифах, ни по микроструктурным особенностям поверхности зерен обломочной части песчаника (рис. 6е, 6ж). Однако стоит допустить появление на пересохших участках речного русла сухого и переносимого ветром песка, который не формировал эоловых аккумулятивных форм рельефа. Неоднократно повторяющийся засушливый режим с пересыханием в пределах исследуемого участка сменялся на режим с наполнением русла водой. Происходил размыв ранее отложенных и дегидратированных во время засухи серых (прирусловая отмель) и красных (пойменных) глин с образованием глинистых интракластов. Также происходило дальнейшее нарушение сплошности пленок цианобактериальных матов: их растрескивание и образование отдельных обрывков (Ульяхин и др., 2023а) с их попаданием в перекрывающие песчаные осадки (Cuadrado, 2020; McMahon et al., 2021). При этом поток был с низким энергетическим уровнем, так как несомый песчаный материал включал большое количество частиц глин и слюды. В пределах участков пересохшего русла, подвергшихся воздействию временных и активных потоков (сезонные паводки) с наибольшей скоростью течения, происходила седиментация наиболее крупноразмерного обломочного материала ближнего сноса при подавляющем влиянии процессов размыва ранее сформированных местных пород. Таким образом, происходило образование внутриформационных, плохо сортированных и относительно маломощных конгломератов с преобладанием окатышей глин и песчаников. Данные потоки, вероятно, были кратковременными, поскольку линзы конгломератов песчаной пачки по мощности не превышают в большинстве случаев 0.5 м. Судя по распространению конгломератов в

пределах площади карьера, направление временных потоков было субмеридиональным. Этому не противоречит также ориентация ряби течения (низы пачки 3) русловых песчаников инситу залегания, указывающая на направление течения с севера на юг. Речные рукава могли изолироваться от основного русла за счет развития кос. Берега этих русел поросли довольно крупными растениями.

Область седиментации при формировании пачки 4 представляла собой в основном внешнюю прирусловую пойму, непосредственно приближенную к речному руслу (рис. 13г). В целом отложения данной пачки более светлые и грубозернистые по сравнению с пачкой 2. Присутствие мощных слоев с частым переслаиванием серых глин и алевроитов с песчаниками, местами невыдержанными по мощности и образующими линзочки, обусловлено сезонностью речного режима в период полых вод. Седиментация песчаного материала происходила в период половодий, а более тонкозернистых глин и алевроитов в период спада полых вод. Тонкие карбонатные микролинзочки, вероятно, имеют гидрогенный генезис и могли формироваться в условиях недолго существовавших пойменных озер. Залегание в низах и в верхах пачки маломощных красновато-бурых глин свидетельствует о непродолжительной по времени смене режима с удалением русла от рассматриваемой области седиментации. Причем на нижних глинах данной пачки был развит растительный покров, представленный более крупными растениями, нежели при формировании глин пачки 2.

Тафономия. Остатки тетрапод из отложений пачки 3 немногочисленны (175 экз.) с учетом суммарной площади обнажений костеносных пород, не образуя локальных скоплений. Среди них преобладают остатки *Temnospondyli* (168 экз.) и гораздо более редкие кости *Archosauromorpha* (7 экз.) (рис. 14а). Остатки в большинстве изолированные (168 экз.), в основном фрагментарные и реже целые черепные и посткраниальные кости (рис. 14б) разной степени окатанности: от неокатанных (157 экз.) до среднеокатанных (18 экз.) (рис. 14в). Присутствуют кости с окатанными сколами. Сочлененные кости малочисленны (7 экз.). Цвет остатков кремовый и рыжеватый (86 экз.), светло-бурый (74 экз.) и белый (15 экз.) (рис. 14г). Все без исключения остатки тетрапод были окончательно захоронены не на месте их первоначального положения (не *in situ*). Среди *Temnospondyli* преобладают кости черепа в количестве 75 экз. (включая два целых черепа; рис. 14д). Нижнечелюстных костей 48 экз., в том числе 3 экз. представлены сочлененными постдентальными элементами. Посткраниальных элементов 45 экз. (преимущественно кости плечевого пояса, реже кости таза, конечностей и позвоночные элементы). Среди остатков *Archosauromorpha*

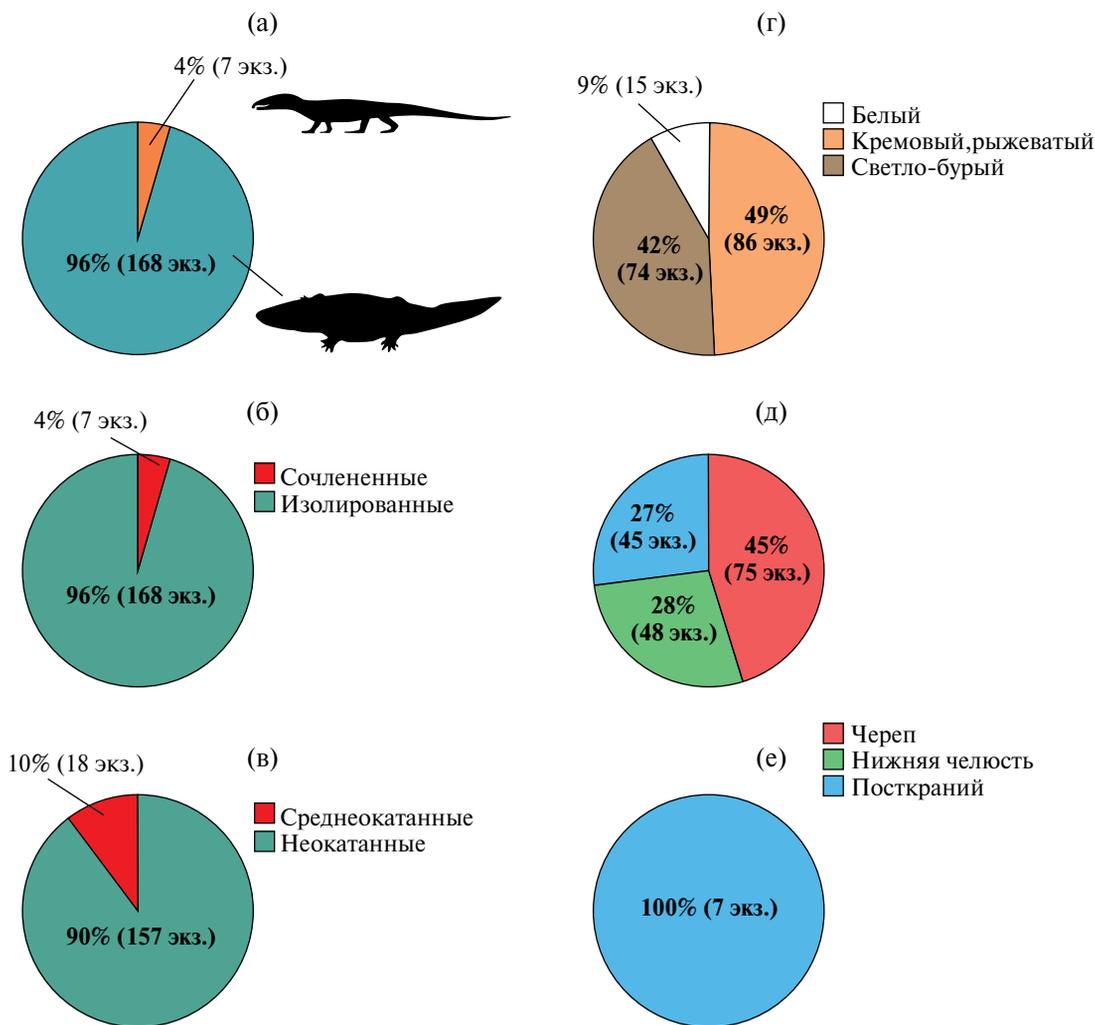


Рис. 14. Тафономия местонахождения.

(а) – соотношение остатков *Temnospondyli* и *Archosauromorpha*; (б) – соотношение изолированных и сочлененных остатков; (в) – соотношение неокатаннных и среднеокатаннных остатков; (г) – соотношение остатков по их цветам; (д) – соотношение черепных, нижнечелюстных и посткраниальных элементов скелета для *Temnospondyli*; (е) – посткраниальные элементы скелета для *Archosauromorpha*.

присутствуют только кости посткrania в количестве 7 экз. (5 позвонков, 1 плечевая кость, 1 бедренная кость) (рис. 14е). Два позвонка сохранились в сочленении.

Гибель разноразмерных темноспондильных амфибий, скорее всего, наступила не вследствие пересыхания мест их обитания, а в условиях водной обстановки по иной причине. На обводненность в момент смерти указывает состав остатков, с преобладанием черепных костей и костей плечевого пояса (рис. 7г). Постмортальные процессы не только для темноспондиллов, обнаруженных в Мансурово, но и для многих других представляются следующим образом. В процессе гнилостного разложения любого трупа происходит его неизбежная деструкция. На довольно продолжительной по времени стадии образования вздутий трупа после его всплытия (Payne, King, 1972) голова темноспондила, в силу

своего большого размера и массы относительно остального тела, вероятнее всего, была погружена в воду. Стоит отметить, что гниение трупа в водных условиях заметно медленнее, нежели в наземных (Каспер, 1878). При высоковероятном участии различных некробионтов деструкция трупа темноспондила ускорялась, благодаря чему голова с частично перекрывающимися ее снизу в задней части покровными элементами плечевого пояса (ключицы, межключица), приближенными к кожному покрову, могли отделиться от тела до того, как наступала стадия погружения. В результате “обезглавливания” находящийся в плавучем состоянии труп могло отнести течением при возможной ветровой активности от места, где произошло захоронение головы и покровных элементов плечевого пояса.

Тела архозавроморф, по всей видимости, пребывали после смерти в субаэральных условиях

вплоть до частичной или полной мацерации, на что указывает преобладание костей посткrania с проявлением сочлененности, которые в целом светлее костей темноспондилов. При захоронении скелетированных трупов архозавроморф во время паводка течением сносились наиболее мелкогазмерные, уплощенные и легкие кости, тогда как более крупные, прочные и обладающие в целом худшей плавучестью кости посткrania (тела позвонков, крупные кости конечностей) подвергались смещению или крайне незначительному переносу от места смерти. Часть скелетированных трупов темноспондилов при полной и частичной мацерации (возможно, не единовременная гибель животных) до захоронения пребывали преимущественно в субаквальных условиях, на что указывает их наиболее темный цвет из всей цветовой выборки: светло-бурий, рыжеватый и кремовый. Небольшая часть костей вследствие пересыхания обводненных участков находилась в субаэральных условиях (белый цвет). Захоронение остатков тетрапод происходило достаточно быстро (есть сочлененные элементы, присутствуют мелкие кости с легко разрушаемыми под воздействием небольшой нагрузки элементами (зубы), кости преимущественно не окатаны, много относительно светлых костей) в пределах речного русла при естественном накоплении придонного терригенного материала, а также под действием временных и быстрых сезонных потоков, несущих крупные обломки пород, способствовавших разламыванию костей и их окатыванию, в том числе на сколах. Небольшая часть костных остатков со следами окатывания также могла быть перезахоронена вследствие размыва изначального места захоронения. Фактор минимального переноса справедлив для остатков, захороненных как в конгломератах, откуда известна очень мелкая зубная кость *Temnospondyli* с зубами с длиной коронки до 1 мм (рис. 7в), так и в русловых песчаниках, на что указывает невысокая концентрация костей и отсутствие их локальных скоплений.

Примечательно, что в костеносных отложениях отсутствуют остатки рыб, а также копролиты, часто встречаемые совместно с костями тетрапод в русловых отложениях, но не найденные до сих пор в местонахождении Мансурово. Отсутствие рыбьих остатков может свидетельствовать о частой изоляции небольших речных рукавов за время формирования русловой фации; эти рукава достаточно быстро пересыхали, и в них не успевали накапливаться глинистые осадки. Условия для сохранения копролитов отсутствовали: быстрое захоронение каловых масс в субаквальной обстановке, быстрое захоронение после их пребывания в субаэральной обстановке во время привноса осадочного материала водным потоком.

Во время формирования глинистой пачки 2, а также красновато-бурых глин из низов пачки 4 пойма была занята достаточно плотным растительным покровом, о чем свидетельствуют многочисленные ризолиты и фрагменты побегов в виде ядер.

По всей видимости, во время формирования песчаной пачки 3 береговые участки не были сильно поросшими растительностью — растительные остатки не найдены в глинистых отложениях этой пачки. Очевидно, блуждающие русла постоянно перемывали отмели, не давая закрепиться на них растительности. Растительные остатки здесь представлены ядрами фрагментов разноориентированных побегов плауновидных без следов углефикации в песчаниках с рассеянным межслойковым ожелезнением. Их наличие фиксируется только в крупнозернистых песчаниках верхов пачки 3. Вероятнее всего, на месте захоронения флоры в условиях крайнего мелководья и постоянного доступа кислорода при хорошей водной циркуляции в местах с наименьшей скоростью течения (среднезернистый, высокослюдистый песчаник) происходила разгрузка сплавляемых крупногазмерных и наиболее прочных частей растений, захваченных речным потоком с береговых участков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе изучения геологического строения раннетриасового местонахождения Мансурово, по фаунистическому комплексу тетрапод, а также по литолого-фациальным особенностям удалось установить его наиболее вероятную стратиграфическую приуроченность к средней части сводного стратотипического разреза гостевской свиты. По литолого-фациальным особенностям слагающих осадочную толщу пород был установлен их пойменно-русловой генезис. Представленные флювиальной группой континентальные отложения местонахождения характеризуют четыре циклично сменяющих друг друга этапа формирования выделенного осадочного комплекса. С учетом характера площадного распространения фаций прирусловых и стречневых отмелей, а также внутренней и внешней прирусловых пойм, для костеносной части средней части песчаной пачки 3 установлена ее краевая зона, со следами переходности от русла к пойме. Захоронение костных и растительных остатков, следов тетрапод и беспозвоночных происходило в пределах мелководных участков реки, разветвленной на множество рукавов с нестабильным русловым режимом, с частой сменой скорости течения, пересыханием и нормализацией русла, обширным развитием на мелководьях микробных сообществ. Фаунистический комплекс тетрапод, выделенный по остаткам темноспондиальных амфибий и архозавроморф, а также уникальный ихнокомплекс как тетрапод, так и беспозвоночных позволяют в совокупности охарактеризовать

водное и околоводное сообщество животных, обитавших в пределах речного палеобиотопа в гостевское время. Условия захоронения предполагают возможную гибель темносpondильных амфибий не при пересыхании водных мест обитания, а в водной обстановке. Гибель же архозавроморф наступала, вероятнее всего, в субаэральных условиях.

В настоящее время палеонтологическая характеристика местонахождения Мансурово существенно дополняет таковую гостевской свиты. Занимающий терминальное положение в ветлужском надгоризонте нижнего триаса устьмыльский горизонт (с входящей в него гостевской свитой) завершает важный этап развития континентальной экосистемы Русской равнины в посткризисное время, наступившее после позднепермского массового вымирания. В этой связи полученные комплексные данные по геологии местонахождения Мансурово, в том числе по характеру седиментации и сменяемости седиментационных циклов, позволяют точнее восстановить картину жизни биоты в крайне нестабильных речных и пойменных обстановках в условиях жаркого и семиаридного климата в гостевское время на территории современного Общего Сырта.

Благодарности. Мы выражаем искреннюю признательность и благодарность В.В. Константинову, первооткрывателю местонахождения Мансурово. Мы также благодарим членов Самарского палеонтологического общества за участие и помощь в изучении данного местонахождения, за сбор, передачу и фотосъемку материала из него. Особую благодарность приносим ООО «Оренбургэнерго», благодаря технической и организационной поддержке которого стало возможным проведение исследований. Благодарим сотрудников Геологического института РАН С.В. Наугольных, М.П. Арефьева и Е.Ю. Барабошкина за ценные замечания и рекомендации по содержанию статьи. Отдельная благодарность сотруднику лаборатории палеоботаники Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН (ПИН РАН) Е.В. Карасеву за определение растительных остатков, сотруднику кабинета приборной аналитики Л.В. Зайцевой за съемку материала на сканирующем электронном микроскопе, а также сотруднику кафедры литологии Российского государственного университета им. И.М. Губкина (РГУНиГ) О.В. Сивальневой за предоставление доступа к микроскопу для съемки шлифов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гусева Л.В., Новиков И.В., Сенников А.Г. Научные результаты работы комплексной экспедиции в бассейнах рек Самары и Таволжанки (Общий Сырт), 1995 // Краеведческие записки. Вып. VIII. Самара: ПО «СамВен», 1996. С. 162–172.

Ивахненко М.Ф., Голубев В.К., Губин Ю.М., Каландадзе Н.Н., Новиков И.В., Сенников А.Г., Раутиан А.С. Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1997. 216 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 268).

Ильина Н.В., Новиков И.В. Раннеоленекский комплекс миоспор Печорской синеклизы // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 59–62.

Каснер И.Л. Практическое руководство к судебной медицине. Ч. II. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1878. 580 с.

Кузнецов В.Г. Литология. М.: Недра-Бизнесцентр, 2007. 511 с.

Кухтинов Д.А., Ярошенко О.П., Шишкин М.А., Сенников А.Г., Миних А.В., Миних М.Г., Твердохлебов В.П., Левина В.И., Прохорова Н.П., Воронкова Е.А. Актуализированная стратиграфическая схема триасовых отложений Прикаспийского региона. М.: ВНИГНИ, 2016. 36 с.

Лозовский В.Р., Олферьев А.Г., Новиков И.В., Миних М.Г., Миних А.В., Сенников А.Г. Уточненная субрегиональная стратиграфическая схема триасовых отложений запада, центра и севера Восточно-Европейской платформы (Польско-Литовская, Московская и Мезенская синеклизы, Вятско-Камская впадина). М.: ПИН РАН, 2011. 32 с.

Миних М.Г., Миних А.В. Зональная схема триаса Европейской России по ихтиофауне // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2006. Вып. 1. С. 63–71.

Новиков И.В. Биостратиграфия континентального триаса Тимано-Североуральского региона по фауне тетрапод. М.: Наука, 1994. 139 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 261).

Новиков И.В. Раннетриасовые амфибии Восточной Европы: эволюция доминантных групп и особенности смены сообществ. М.: РАН, 2018. 358 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 296).

Новиков И.В., Сенников А.Г. О возрасте гостевской свиты (нижний триас) Общего Сырта // // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. 2001. Вып. 3. С. 147–150.

Новиков И.В., Лозовский В.Р., Шишкин М.А., Миних М.Г. Новый горизонт в нижнем триасе Восточно-Европейской платформы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 453–456.

Новиков И.В., Сенников А.Г., Моралес М. Новые данные по фауне тетрапод и биостратиграфии триаса Общего Сырта // Геология и разведка. 1998. № 5. С. 22–29.

Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (Саратов, 1979 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.

Сенников А.Г., Константинов В.В., Новиков И.В., Ульяхин А.В., Зенина Ю.В., Гунчин Р.А., Мороз В.П., Мороз А.А., Васильев А.Б. Новое местонахождение тетрапод и ихнофоссилий «Мансурово» (нижний триас, гостевская свита, Общий Сырт // Палеострат-2023.

- Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 30 января–1 февраля 2023 г.). Программа. Тезисы докладов. Ред. Голубев В.К. и Назарова В.М. М.: ПИН РАН, 2023. С. 65–66.
- Твердохлебов В.П.* О подразделении ветлужской серии (индского яруса) в пределах Южного Приуралья и Общего Сырта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970а. № 12. С. 101–105.
- Твердохлебов В.П.* Баскунчакские отложения левобережья бассейна р. Самары и Общего Сырта (Оренбургское и Башкирское Приуралье) // Проблемы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 7. Ч. 1. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1970б. С. 96–101.
- Твердохлебов В.П.* Эоловые образования раннего триаса на юго-востоке Русской платформы // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 6. С. 1397–1399.
- Твердохлебов В.П.* Предгорные конусы выноса и эоловые отложения как индикаторы аридности климата на востоке европейской части России в начале триаса // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 53–57.
- Твердохлебов В.П.* Генетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон, классификация. Атлас текстур. Саратов: Издательский центр “Наука”, 2011. 112 с.
- Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И.* Развитие континентальных экосистем рубежа палеозоя и мезозоя в центральной части и на севере Восточно-Европейской платформы в северодвинское и вятское время // Изв. вузов. Геология и разведка. 2010. № 6. С. 3–11.
- Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И.* Новые свиты нижнего триаса на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы как отражение цикличности посткризисного развития экосистем региона // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Сборник трудов Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора Виталия Георгиевича Очева. Отв. ред. Иванов А.В. Саратов: СГТУ, 2014. С. 148–155.
- Ульяхин А.В., Сенников А.Г., Новиков И.В.* Первая находка следов артропод в новом местонахождении Мансурово Оренбургской области (нижний триас, гостевская свита) // Палеострат-2023. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 30 января–1 февраля 2023 г.). Программа. Тезисы докладов. Ред. Голубев В.К., Назарова В.М. М.: ПИН РАН, 2023а. С. 70–71.
- Ульяхин А.В., Сенников А.Г., Новиков И.В.* Первая находка следов артропод в нижнем триасе Восточной Европы (новое местонахождение Мансурово, Оренбургская область) // Палеонтол. журн. 2023б. № 5. С. 41–53.
- Ульяхин А.В., Сенников А.Г., Новиков И.В.* Ихнофоссилии местонахождения Мансурово (нижний триас, Оренбургская область) // Вопросы палеонтологии и региональной стратиграфии фанерозоя европейской части России. Всероссийская научно-практическая конференция (г. Ульяновск, 22–25 сентября 2023 г.): сборник научных трудов. Ред. Мороз В.П., Рогов М.А., Зверьков Н.Г. Ундоры: Ундоровский палеонтологический музей им. С.Е. Бирюкова, 2023в. С. 99–103.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.
- Шишкин М.А., Сенников А.Г., Новиков И.В., Ильина Н.В.* Дифференциация тетраподных сообществ и некоторые особенности биотических событий в раннем триасе Восточной Европы // Палеонтол. журн. 2006. № 1. С. 3–12.
- Baas J.H.* Ripple, ripple mark, ripple structure // *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science.* Berlin, Heidelberg: Springer, 1978. P. 921–925.
- Baas J.H., Davies A.G., Malarkey J.* Bedform development in mixed sand-mud: the contrasting role of cohesive forces in flow and bed // *Geomorphology.* 2013. V. 182. P. 19–32.
- Banerjee S., Sarkar S., Eriksson P.G., Hu X., Wang Y.* Palaeoenvironmental and biostratigraphic implications of microbial mat-related structures: examples from the modern Gulf of Cambay and the Precambrian Vindhyan Basin, India // *J. Palaeogeogr.* 2014. V. 3. P. 127–144.
- Bose S., Chafetz H.S.* Topographic control on distribution of modern microbially induced sedimentary structures (MISS): a case study from Texas coast // *Sediment. Geol.* 2009. V. 213. P. 136–149.
- Cuadrado D.G.* Geobiological model of ripple genesis and preservation in a heterolithic sedimentary sequence for a supratidal area // *Sedimentology.* 2020. V. 67. № 5. P. 2747–2763.
- Cuadrado D.G., Bournod C.N., Pan J., Carmona N.B.* Microbially-induced sedimentary structures (MISS) as record of storm action in supratidal modern estuarine setting // *Sediment. Geol.* 2013. V. 296. P. 1–8.
- Das G.K.* Bedforms and their hydrodynamic interpretations from the Thakuran Drainage Basin of the Sunderbans, Eastern India // *Earth Sci. India.* 2016. V. 9. № 2. P. 53–103.
- Lakhdar R., Soussi M., Talbi R.* Modern and Holocene microbial mats and associated microbially induced sedimentary structures (MISS) on the southeastern coast of Tunisia (Mediterranean Sea) // *Quat. Res.* 2020. V. 100. P. 77–97.
- Linck O.* Die Buntsandstein-Kleinfährten von Nagold. (*Limuludichnulus nagoldensis* n.g. n.sp. *Merostomichnites triassicus* n.sp.) // *N. Jb. Min. Geol. Paläont. Monatshefte. Abtlg. B.* 1943. P. 9–27.
- McMahon S., Matthews J.J., Brasier A., Still J.* Late Ediacaran life onland: desiccated microbial mats and largebiofilm streamers // *Proc. R. Soc. B.* 2021. V. 288. P. 1–10.

Payne J.A., King E.W. Insect succession and decomposition of pig carcasses in water // J. Georgia Entomology Soc. 1972. № 7. P. 153–162.

Reineck H.E., Singh I.B. Depositional sedimentary environments. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1973. 439 p.

Shishkin M.A., Ochev V.G., Lozovskii V.R., Novikov I.V. Tetrapod biostratigraphy of the Triassic of Eastern Europe // The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia. Ed. Benton M.J., Shishkin M.A., Unwin D.M., Kurochkin E.N. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2000. P. 120–139.

Рецензенты М.П. Арефьев,
Е.Ю. Барбошкин, С.В. Наугольных

Geological Structure and Faunistic Characteristics of the Mansurovo Unique Locality of Early Triassic Tetrapods and Ichnofossils, Orenburg Region

A. V. Uliakhin^{a, #}, A. G. Sennikov^a, I. V. Novikov^a

^aBorissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117647 Russia

[#]e-mail: avu90@mail.ru

The geological features of the Mansurovo unique locality of the remains of tetrapods and ichnofossils, Orenburg Region (Gostevskaya Formation, Lower Olenekian Substage, Ustmylian Horizon) are considered. A layer-by-layer description cross-section of 16 ditches and their correlation with the section construction along the line of ditches are provided. The Mansurovo section, based on biostratigraphic (*Wetlugasaurus malachovi* grouping of the *Wetlugasaurus* Fauna) and lithologic-facies data, correlates with the middle part of the stratotype section of the Gostevskaya Formation (Buzuluk Depression of the East European Platform). The geological features of the locality indicate a heterogeneous structure of the identified four geological units of channel-floodplain genesis within the study area, which correspond to alternating sedimentation cycles. The genesis of deposits was clarified using structural-textural analysis and microlithological analysis of rocks in thin sections. The faunistic complex of tetrapods and macroflora, as well as unique complex of ichnofossils were also characterized. Based on the data of lithological-facial analysis, a sedimentation model of the genesis of the locality is presented, showing the uneven nature of sedimentation pattern due to the wandering of river branches and their periodic drying out in a hot and arid climate during the Early Olenekian. Taking into account paleontological data, taphonomy was analyzed, indicating the burial process in the river setting in strong current condition and the possible death of Temnospondyli in subaquatic conditions.

Keywords: Mansurovo locality, Lower Triassic, Gostevskaya Formation, Buzuluk Depression, Temnospondyli, Archosauromorpha, ichnofossils, stratigraphy, taphonomy

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА УСТЬЕВОМ ВЗМОРЬЕ РЕКИ ГРЁНДАЛЕН (ЗАЛИВ ГРЁН-ФЬОРД, ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН) В ПЕРИОД КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ¹

© 2024 г. Н. И. Мещеряков^{1, *}, И. С. Усягина¹, А. А. Намятов¹, И. В. Токарев²

¹Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 21.12.2023 г.

После доработки 13.02.2024 г.

Принята к публикации 24.02.2024 г.

Представлены результаты исследования донных отложений и воды устьевого взморья реки Грёндален (залив Грён-фьорд, Западный Шпицберген). Определены стратиграфические особенности осадочной толщи. С применением методов радиоизотопного датирования установлена хронология изменений геоэкологических условий среды. Основные факторы, влияющие на седиментацию в районе исследования, — температура воздуха и атмосферные осадки в период преобладания низких температур. Показано, что флуктуации климата определяют хронологическую последовательность скорости осадконакопления и смены литотипа донного осадка в сторону мелкодисперсных фракций.

Ключевые слова: Грёндален, Западный Шпицберген, донные отложения, датирование по ²¹⁰Pb, литотипы, климатические изменения

DOI: 10.31857/S0869592X24050051 EDN: AKWEPE

ВВЕДЕНИЕ

Морская седиментация в высоких широтах тесно связана с климатом региона (Лисицын, 2010). Изменчивость геоэкологических условий среды в момент формирования осадочной толщи оказывает влияние на размерный и химический состав частиц донных отложений. Восстановление хронологии формирования литотипов донного осадка, скорости осадконакопления в зависимости от климатообразующих факторов (температура воздуха, атмосферные осадки) позволит определить современные тенденции изменения седиментации. После завершения Малого ледникового периода XIV–XIX вв. началось смягчение климата Северного полушария (Jones et al., 1998; Mann et al., 1999), а с середины XX в. в Арктике произошло значительное повышение среднегодовой температуры воздуха, что привело к сокращению ледникового покрова приблизительно на 50% (Overpeck et al., 1997; Førgland, Hanssen-Bauer, 2003; Иванов, Журавский, 2010; Анциферова и др., 2014; Nordli et al., 2014). Последствия этих изменений наиболее заметны во

фьордах и проливах Западного Шпицбергена, так как интенсивное сокращение ледниковых массивов привело к трансформации наземных и морских экосистем (Фёдоров и др., 2017; Чернов, Муравьев, 2018). В результате абляции ледников флювиогляциальными потоками в морскую среду выносятся большое количество терригенного материала (Svendsen et al., 2002) различного дисперсного состава в зависимости от гидродинамической интенсивности ледникового стока. При этом изменяются скорость седиментации и размерный состав донных отложений в бассейнах. В районе устьевых взморий рек из-за столкновения систем река–море на дно оседает до 95% выносимого реками осадочного вещества, и седиментация может достигать сверхскоростных темпов (Лисицын, 1994; Новигатский и др., 2022).

В данном аспекте выделяется устьевое взморье р. Грёндален (Гохман, 1988), которое питается интенсивно деградирующими ледниками Тавле и Тунге (Мавлюдов, 2004, 2007; Мавлюдов и др., 2012) и впадает в залив Грён-фьорд (о. Западный Шпицберген). Высокая скорость осадконакопления, обусловленная близостью флювиогляциальных потоков (Тарасов и др., 2000; Zajaczkowski

¹ Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по DOI: 10.31857/S0869592X24050051

et al., 2004; Zaborska et al., 2006), дает основание предполагать, что даже незначительные и короткопериодные флуктуации климатообразующих факторов отобразятся в стратиграфии донных отложений (Meshcheryakov et al., 2021; Meshcheryakov et al., 2023). Гидрометеорологические наблюдения в регионе ведутся с середины прошлого века Федеральной службой по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) и метеорологической службой Норвегии. Цель настоящей работы — на основе данных метеорологических наблюдений и стратиграфии донных отложений оценить влияние климатообразующих факторов на последовательность смены литотипа и скорости осадконакопления в районе устьевоего взморья р. Грэндален залива Грэн-фьорд. Стратиграфический анализ слоев осадочных отложений, сформировавшихся в период климатических изменений, выполняли с помощью метода радиоизотопного датирования по ^{210}Pb , который позволяет определить возраст во временном масштабе 100–150 лет (Robbins, 1978; Appleby, 1986; von Gunten, Moser, 1993). Для исключения сомнительных или неточных интерпретаций профилей ^{210}Pb хронологию подтверждают независимыми временными маркерами (например, ^{137}Cs) или другими доступными геохимическими индикаторами (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012; Русаков и др., 2019; Schirone et al., 2022).

ОПИСАНИЕ РАЙОНА РАБОТ

Материал для исследования получен в заливе Грэн-фьорд в экспедициях Мурманского морского биологического института Российской академии наук (ММБИ РАН) на архипелаге Шпицберген в 2013, 2014 и 2022 гг. Работы на устьевом взморье выполняли на лодке ПВХ Zodiac Mark-3. Пробы отбирали вручную с борта лодки, промер глубин (батиметрическое профилирование) и составление батиметрической схемы района работ осуществляли с помощью эхолота Humminbird 688 ci HD.

Для определения гидрологических характеристик отбирали пробы воды батометром Паталаса, для стратиграфического анализа — керны донных отложений ($n = 5$) с помощью грунтовой трубки ГОИН ТГ-1.5 диаметром 50 мм. Точки отбора проб расположены перпендикулярно дельте реки на различном удалении от берега, глубина отбора и удаленность от нижней границы литорали показаны на рис. 1. Мощность вскрытой осадочной толщи составила: станции (ст.) 1–2 — 45 см; ст. 3 — 33 см; ст. 4 — 34 см; ст. 5 — 29 см. Керны на ст. 1–3 разделяли на слои по 3 см, на ст. 4–5 по 2 см. Дискретность разделения на слои определяли исходя из предполагаемой скорости осадконакопления.

Выбор района исследования основан на предположении, что смягчение климата и, как следствие,

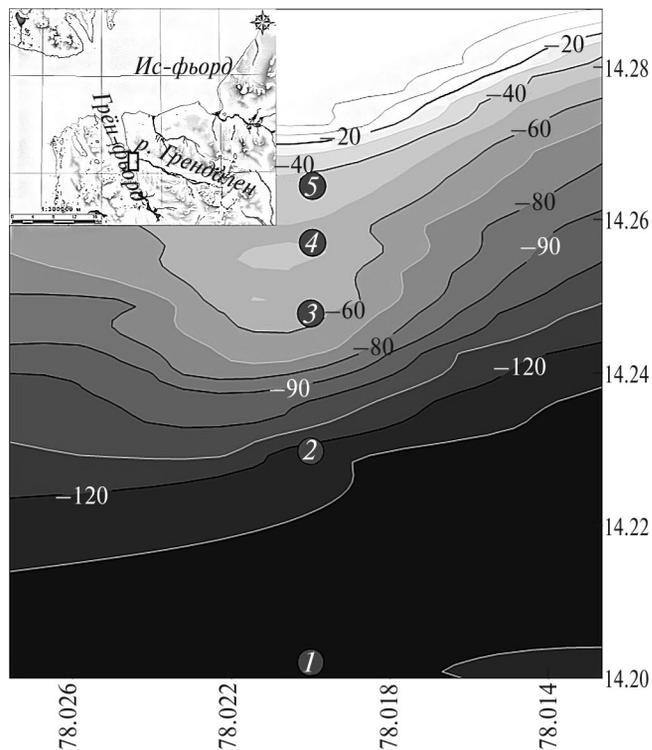


Рис. 1. Район работ и точки отбора проб на устьевом взморье реки Грэндален.

активное таяние ледников могли привести к изменению седиментологических и геоморфологических процессов в наиболее подверженном флювиогляциальным потокам месте залива — устьевом взморье р. Грэндален. Устьевое взморье р. Грэндален расположено на восточном берегу залива Грэн-фьорд (рис. 1). Река Грэндален является крупнейшим водотоком в регионе. Площадь водосборного бассейна реки составляет 98 м², из которых 10% подвержено оледенению (Ромашова и др., 2019). Протяженность реки 23.5 км. Водоток впадает в бухты Ларвика и Варгмирнга. Соответственно, река служит основным источником поставки терригенного осадочного вещества в залив. Грэндален имеет резко прерывистый сток с высоким соотношением влекомых и взвешенных наносов (Пресноводные..., 2021). В устьевой зоне р. Грэндален отмечается разветвленная сеть желобов речного стока, которые формируют широкораспластанную дельту. Положение рукавов часто меняется от года к году. Многорукавная дельта выдвинута в залив на несколько десятков метров. В период отлива зона осушки достигает 800 м, формируя обширную литораль. На границе литорали и sublиторали в рельефе дна выделяются гравийно-галечные формации — косы (Мешеряков, 2013; Мешеряков, Тарасов, 2016).

Косы простираются за литоральной зоной субмеридионально. Они имеют продолговато-изогнутую форму, крылья которой обращены в сторону

берега. Размеры их разные, от 20 до 40 м, они отделены друг от друга “проливами” шириной до 30 м. Песчаные косы возвышаются над уровнем максимальной воды на 1–2 м, а некоторые из них во время сизигийного прилива накрываются водой. В поперечном профиле они имеют асимметричное строение: склон, обращенный к морю, более пологий, чем склон в сторону берега. Данные образования сложены отложениями, в гранулометрическом составе которых преимущественно преобладают грубозернистые фракции песчано-гравийно-галечной размерности (Мещеряков, 2013). Благодаря геоморфологическим и гидрологическим особенностям на литорали и сублиторали бухт Вармига и Ларвика созданы условия для аккумуляции илистых отложений.

На сублиторали в пределах метровой изобаты расположена аллювиально-морская терраса, мористее глубина увеличивается до 40 м, затем подводный склон становится более пологим. Следует отметить, что не везде выполаживание происходит одинаково. Так, в центральной части района в пределах глубин от 40 до 60 м в рельефе дна выделяется слабонаклонная площадка (уклон 3° – 4°). Она протягивается с востока на запад на 300 м, а с севера на юг – на 200 м. В центре и ближе к северо-западной бровке района в рельефе дна террасы выделяются небольшие положительные формы – возвышенности высотой до 10 м. В южной части района, после аллювиально-морской террасы и песчаных кос, глубины увеличиваются до 65 м. В дальнейшем крутизна склона падает в 2–3 раза. Глубины возрастают равномерно, на каждые 100 м удаления от берега они увеличиваются в среднем на 12 м. Так продолжается до максимальной глубины, равной 137 м. В северной части района также наблюдается относительное увеличение глубин, но уже до 50 м. Далее подводный склон выполаживается, глубины равномерно увеличиваются (рис. 1). Это просматривается по поперечному профилю в данном районе залива вплоть до максимальной глубины. Количество взвешенного вещества в поверхностном слое воды убывает с удалением от устья. В 2014 г. в устье реки содержание взвеси достигало значений 770 мг/л, при удалении на 200 м – 160 мг/л, на 400 м – 100 мг/л. На расстоянии 600–1000 м содержание взвешенных

частиц падает до 30–34 мг/л, при удалении на 1600 м и далее – до 10 мг/л (табл. 1).

Комплексные гидрологические исследования залива Грэн-фьорд показали, что водные массы формируются под воздействием поступления теплых вод Западно-Шпицбергенского течения и более холодных вод Восточно-Шпицбергенского течения. Вблизи западных берегов архипелага Восточно-Шпицбергенское течение называют Прибрежным (Саватюгин, 2020). Морская вода в акватории состоит из двух базовых вод – атлантической и речной, смесь которых подверглась трансформации из-за смешения с тальми водами или изъятия части воды на ледообразование. Подробная библиография и описание формирования водных масс Арктических морей представлены в работе (Namyatov, 2021). Пресные воды по их содержанию в водных массах разделяют (а) на речные воды, содержащиеся в водах Восточно-Шпицбергенского и Прибрежного течений; (б) на поверхностный сток, поступающий непосредственно с прилегающей суши и состоящий преимущественно из вод тающих ледников.

Распределение температуры и солёности водных масс в районе устьевого взморья р. Грёндален представлено на рис. 2. Температура изменялась в диапазоне от 3.74 до 5.44°C . Среднее значение по всем станциям составляло $5.25 \pm 0.78^{\circ}\text{C}$. Солёность варьировала от 30.36 до 34.89 епс, при средней величине 33.59 ± 0.94 епс. Вертикальные профили воды показывали незначительную изменчивость этих параметров по анализируемому разрезу.

На профилях температуры воды хорошо прослеживается верхний слой 0–40 м с температурой 5.2 – 6.0°C , слой вертикального градиента 50–90 м с изменением температуры от 5.2 до 3.8°C и придонные воды с температурой 3.8 – 4.0°C .

Наибольшие градиенты изменения солёности обнаружены в слое 0–5 м, где наблюдались самые низкие значения – от 30 до 32.8 епс. Понижение солёности обусловлено влиянием речного стока. В более глубоких слоях воды солёность повышается до 34.89 епс. На глубоководных точках отбора в слое от 75 м до дна изменения солёности незначительны, от 34.50 до 34.89 епс.

Таблица 1. Характеристика точек отбора проб донных отложений

| Керн | Удаление от уреза воды, м | Глубина моря, м | Содержание терригенной взвеси в поверхностном слое воды, мг/л (Мещеряков, Тарасов, 2016) |
|------|---------------------------|-----------------|--|
| 1 | 200 | 45 | 160 |
| 2 | 400 | 47 | 100 |
| 3 | 600 | 55 | 30 |
| 4 | 1000 | 120 | 34 |
| 5 | 1600 | 138 | 10 |

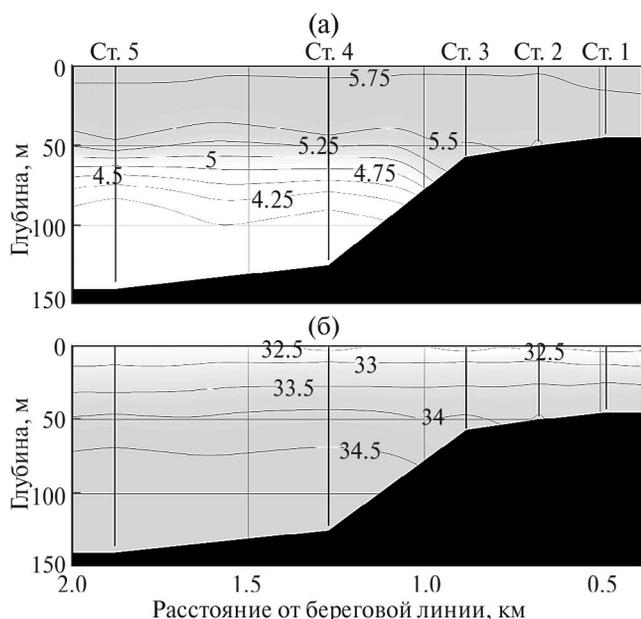


Рис. 2. Вертикальные профили распределения температуры воды (а) и солёности (б) в точках отбора проб (25.08.2022).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Методика проведения измерений радионуклидов, датирования слоев кернов и определения линейной скорости осадконакопления

Для анализа содержания ^{210}Pb , ^{226}Ra и ^{137}Cs в донных отложениях керны были разделены на слои толщиной 2–3 см. Всего проанализирован 71 образец: по 15 в керне ст. 1 (0–45 см) и ст. 2 (0–45 см), 11 в керне ст. 3 (0–33 см), 16 в керне ст. 4 (0–32 см) и 14 в керне ст. 5 (0–28 см). Все образцы осадка перед измерением высушивали методом лиофильной сушки на оборудовании Alpha 1-4LDPlus Martin Christ в химической лаборатории Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш), затем гомогенизировали и оставляли на 30 дней в герметично закрытых сосудах, чтобы обеспечить равновесие между ^{226}Ra и ^{222}Rn , а также между ^{214}Pb и ^{214}Bi (Appleby, 1986; Schelske et al., 1994). Измерение каждого слоя проводили после установления равновесия между указанными радионуклидами. Время измерения составило 85000 с, что дало погрешность расчета в 5–15% в верхних слоях кернов. Активность поддерживаемого ^{210}Pb , определенная по основным линиям ^{226}Ra , была вычтена для определения избыточной активности ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) из общей удельной активности ^{210}Pb , измеренной по его гамма-линии (46.5 кэВ). Количественное определение ^{226}Ra было проведено с помощью ^{214}Pb (295.2 и 351.9 кэВ) и ^{214}Bi (1120 кэВ). Удельную активность ^{137}Cs определяли по линии 661.8 кэВ. Данные измерений были

скорректированы на дату сбора кернов, результаты приведены на основе сухого веса с поправкой на самопоглощение и геометрию образца (Appleby, Piliposian, 2004).

Измерения удельной активности радионуклидов в донных отложениях проводили на многоканальном гамма-спектрометре для измерения рентгеновского и гамма-излучения (Canberra Semiconductors NV, Olen, Belgium) со свинцовой защитой экрана детектора HPGe-2P производства компании “Аспект” (Дубна, Россия). Регистрирующая часть спектрометра – широкополосный детектор BE5030 с диапазоном охвата гамма-квантов с энергией от 3 кэВ до 3 МэВ, изготовленный из сверхчистого германия планарного типа с тонким входным окном из “углеродной эпоксидной смолы” (шириной 0.6 мм) и кристаллом (диаметр 80 мм, площадь 5000 мм² и толщина 30.5 мм). Энергетическое разрешение вдоль линии ^{60}Co с энергией 1332 кэВ составляет не менее 2.2 кэВ; вдоль линии изотопа ^{57}Co с энергией 122 кэВ – не менее 0.75 кэВ, а вдоль линии изотопа ^{55}Fe – не менее 0.5 кэВ. Спектральная информация была собрана с помощью импульсного анализатора DSA-1000 (Canberra Industries, Inc., Loches, France) с разрешением 16К каналов, соответствующего современной технологии цифровой обработки сигналов. Была проведена обработка спектров и идентификация радионуклидов с помощью программного обеспечения Genie-2000 (версия 3.3).

Возраст осадочных слоев керна 1, из-за недостаточно вскрытой осадочной толщи для определения слоя, где наблюдается равновесие между ^{226}Ra и избытком ^{210}Pb , рассчитывали по формуле экспоненциального снижения ^{210}Pb с глубиной (Aliiev et al., 2007):

$$t = (\ln A_x - \ln A_0) / -\lambda = \ln(A_x - A_0) / -\lambda, \quad (1)$$

где A_x – активность избыточного ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) в слое на глубине x см ниже поверхности раздела осадок–вода, A_0 – активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в поверхностном слое осадка, λ – постоянная распада ^{210}Pb (0.031 год⁻¹). $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ определяли путем вычитания удельной радиоактивности ^{226}Ra из начальной общей (суммарной) активности ^{210}Pb в образцах отложений. Полученное значение отражает поступление ^{210}Pb из атмосферы в дополнение к количеству, образующемуся при радиоактивном распаде ^{226}Ra . Активность верхнего 0–3 см слоя кернов была принята за A_0 , что соответствует дате отбора проб.

В кернах ст. 2–5 календарный возраст слоев донных отложений рассчитывали с использованием модели периодического потока (PF), основанной на данных об избыточной активности ^{210}Pb с учетом неравномерного поступления ^{210}Pb с потоком массы наносов на поверхность морского дна (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012). Слои, лежащие ниже принятой границы равновесия, не

учитываются при расчете возраста отложений. Формулы, использованные для расчета:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(i)}, \quad (2)$$

где $t(i)$ (год) – возраст верхней части осадочного слоя, $A(i) = A(0)e^{-\lambda t}$, $A(0)$ (Бк/м²) – активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$, накопленная на поверхности морского дна; λ – постоянная радиоактивного распада ^{210}Pb (0.03118 ± 0.00017 год⁻¹).

Линейную скорость осадконакопления (SAR) в керне на ст. 1 определяли по формуле:

$$A_x = A_0 e^{-\lambda x/v}, \quad (3)$$

где A_x – активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в слое на глубине x см ниже поверхности раздела осадок–вода, A_0 – активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ в поверхностном слое осадка, λ – постоянная радиоактивного распада ^{210}Pb , v – скорость осадконакопления (SAR, см/год).

В кернах 2–5 SAR были вычислены с помощью стандартных процедур расчета по модели PF (Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012).

Гранулометрический анализ

Для установления литотипов осадочных слоев кернов 1–5 применяли гранулометрический анализ. Для этого использовали методику, разработанную ВНИИОкеангеология (Андреева, Лапина, 1998). При расчете процентной доли гранулометрических фракций вводили поправку на органические частицы. Массу органических веществ определяли по массе потерь после прокаливания (ППП). Для этого из осадочного горизонта отбирали отдельную пробу и прокаливали в муфельной печи при температуре 450°C до постоянной массы (Даувальтер, 2012). Из-за значительного содержания органики в исследуемых донных отложениях данный подход позволил получить более точные данные по терригенному осадконакоплению в районе работ и учесть влияние органики на седиментогенез. Для интерпретации типов донных отложений использовали классификацию М.В. Кленовой (Кленова, 1948), которая является наиболее удобным и точным инструментом для четкой фиксации смены литотипов, а следовательно, и условий осадконакопления в бассейне седиментации. При интерпретации донных отложений по литотипам минералогическая составляющая осадка не учитывалась, классификация проводилась только по размерному составу частиц.

Методы гидрологических и гидрохимических исследований

Для выделения границы области столкновения систем река–море, оценки глубины и объема проникновения речных вод в залив Грэн-фьорд

проведены исследования термохалинной структуры и содержания биогенных элементов в воде. Температуру и соленость воды определяли с помощью СТД-зонда SEACAT SBE 19 plus V2 (Sea-Bird Scientific, США). Пробы воды для гидрохимических исследований отбирали на каждой точке с 5 горизонтов ($n = 25$). Анализ содержания биогенных элементов в воде выполнен по стандартным методикам в химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш (табл. 2). Для определения концентрации взвешенного вещества применялся метод ПНД Ф 14.1:2:4.254-09 (Количественный..., 2017).

Таблица 2. Методики определения биогенных элементов

| № п/п | Определяемый ингредиент | Шифр методики |
|-------|---------------------------------------|-------------------|
| 1 | Кремний | РД 52.10.744-2010 |
| 2 | Фосфор-фосфатный (P-PO ₄) | РД 52.10.738-2010 |
| 3 | Фосфор общий (P-tot) | РД 52.10.739-2010 |
| 4 | Фосфор органический (P-org) | Вычислялся |
| 5 | Азот нитритный (N-NO ₂) | РД 52.10.740-2010 |
| 6 | Азот нитратный (N-NO ₃) | РД 52.10.745-2010 |
| 7 | Азот общий (N-tot) | РД 52.10.805-2013 |
| 8 | Азот органический (N-org) | Вычислялся |

Содержание базовых вод в результирующей морской воде рассчитывали балансовым методом с использованием величин солености и стабильного изотопа $\delta^{18}\text{O}$. Этот метод успешно используется в Арктике для определения типов морских вод (Namyatov, 2021). Методики определения солености и $\delta^{18}\text{O}$, расчета величин f_a – относительное содержание “чисто” атлантических вод; f_r – речных вод, непосредственно впадающих в Грэн-фьорд, и f_l – ледовых вод (талых вод или вод, изъятых на ледообразование), впадающих в Грэн-фьорд, представлены в дополнительных материалах к статье (ESM_1).

Методика определения изотопного состава воды

Содержания дейтерия (^2H) и кислорода-18 (^{18}O) в воде были измерены на лазерном спектрометре Picarro L2130i с использованием стандартов Американского геологического общества USGS45, USGS50, а также контрольного образца ОН26-2020, использованного МАГАТЭ для международной интеркалибровки лабораторий, занимающихся измерениями стабильных изотопов. Результаты представлены в промилле по стандартной шкале

SMOW, воспроизводимость измерений составила $\pm 0.02\%$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0.1\%$ для $\delta^2\text{H}$ (подробно методика представлена в дополнительных материалах ESM_1).

Статистический анализ

Для измерения взаимосвязи между климатическими параметрами и процессами осадконакопления проводили корреляционный анализ. Чтобы найти зависимости между выборками, использовали метод ранговой корреляции Спирмена.

Для сбора информации о климатических параметрах в районе исследования использовали открытую базу данных Норвежского метеорологического института (Norwegian Meteorological Institute and NRK, <https://www.yr.no/en>). Численные величины климатических компонентов рассчитаны как средние значения для каждого реконструированного периода. Корреляционная выборка представлена температурой воздуха (T_{cp} , °C), атмосферными осадками, выпавшими на водосбор в период преобладания отрицательных (твердые осадки, $W_{\text{т}}$, мм/год) и положительных температур (жидкие осадки, $W_{\text{ж}}$, мм/год), скоростью седиментации (SAR, см/год) и массой органических веществ (ППП, %). Керна проходили статистический анализ как вместе, так и по отдельности. В керне 1 не удалось выделить отдельные периоды седиментации из-за лавинного поступления осадочного материала, поэтому полученные по нему данные не использовали в расчетах. Объемы выборок, применяемые для корреляционного анализа кернов: 2 ($n = 10$), 3 ($n = 8$), 4 ($n = 14$), 5 ($n = 9$). Общая выборка составила 41 значение. Все расчеты были выполнены с использованием лицензионной программы STATISTICA 10.0.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Удельная активность ^{210}Pb , ^{226}Ra и ^{137}Cs и датирование слоев кернов

Результаты гамма-спектрометрического анализа и возраст осадочных слоев кернов 1–5 представлены в ESM_2.

Измерение общего ^{210}Pb показало повышение его удельной активности в поверхностном слое осадка в зависимости от удаления точки отбора от берега и глубины отбора керна. Наименьшие значения ^{210}Pb обнаружены в керне 1, наибольшие в керне 4. Низкие уровни ^{210}Pb в кернах 1–3 можно объяснить разбавлением осадочного материала потоками, поступающими с водосборного бассейна р. Грёндален. Средняя удельная активность ^{226}Ra варьировала во всех исследуемых кернах в узком диапазоне от 36 до 45 Бк/кг. ^{137}Cs в поверхностном слое осадка кернов 1–5 распределялся аналогично

общему ^{210}Pb , минимальная удельная активность первого обнаружена в керне 1, максимальная в керне 4.

В распределении ^{210}Pb во всех исследованных кернах прослеживается устойчивая тенденция снижения удельной активности радионуклида с глубиной. Это является признаком стабильности процессов осадконакопления и дает возможность провести датировку слоев донного осадка. Результаты датирования слоев кернов донных отложений представлены в ESM_2.

Вскрытая осадочная толща керна 1 представлена молодыми осадками, нижняя граница возраста в слое 42–45 см определена 2006 г. (25 ± 0.5 лет).

В керне 2 радиоактивное равновесие между ^{226}Ra и $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ обнаружено в слое 36–39 см, рассчитанная дата образования этого слоя – 1892 г. (131 ± 18.6 лет). Определение удельной активности ^{137}Cs выявило его проникновение в слоях 30–39 см. Возраст этих слоев, рассчитанный по ^{210}Pb , попадает на период, когда еще не проводились ядерные испытания в атмосфере. Причиной этого может быть более высокая подвижность ^{137}Cs в донных осадках по сравнению со ^{210}Pb , а также перенос ^{137}Cs в результате биотурбации. Следы жизнедеятельности бентосных организмов обнаружены в верхнем 0–10 см слое.

Нижняя граница осадочной толщи керна 3 в слое 30–33 см датируется 1913 г. (109.6 ± 14.7 лет). Первое обнаружение ^{137}Cs в слое 18–21 см подтверждает дату формирования этого слоя, определенную по ^{210}Pb (1961 г.) и связанную с началом глобальных атмосферных выпадений радионуклидов после испытаний атомного оружия на Новой Земле (Bergqvist, Ferm, 2000).

Нижняя граница осадочной толщи керна 4 в слое 30–32 см датируется 1910 г. (112 ± 7.8 лет). Первое обнаружение ^{137}Cs в слое 22–24 см аналогично результату, полученному по керну 3, и указывает на правильность расчета календарного возраста по ^{210}Pb в данном горизонте – 1961 г. Максимальные уровни ^{137}Cs были измерены в слоях 14–20 см, датированных 1970–1989.5 г., что может быть связано с поступлением в залив атлантических вод, загрязненных сбросами радиохимического завода “Селлафильд” (Kautsky, 1987).

Возраст нижней границы керна 5 в слое 26–28 см датируется 1883 г. (139.8 ± 14.8 лет). Начало обнаружения ^{137}Cs – слой 16–18 см, датируемый 1957.2 г., что соответствует времени появления первых глобальных атмосферных выпадений в результате ядерных испытаний (Khalturin et al., 2005).

Литология донных отложений

Гранулометрический анализ донных отложений показал, что осадочные слои кернов 1–5 сложены преимущественно частицами пелита и мелкого

алеуврита с периодическими включениями в различных горизонтах хорошо окатанных зерен гравия (ESM_3).

Определены три литотипа донных отложений, характерных для района исследования: глинистый ил, ил и песчаный ил (рис. 3).

Верхний трехсантиметровый горизонт керна 1 представлен глинистым илом, ниже залегает ил, который только на горизонте 18–21 см замещен песчаным илом. В керне 2 поверхностный слой мощностью 3 см сложен глинистым илом, который подстилает ил. Исключением являются слои, залегающие на глубине 18–21 и 27–30 см, здесь наблюдается временное замещение ила более грубым песчаным илом. Для керна 3 характерно распространение глинистого ила в поверхностной осадочной толще мощностью до 9 см. Ниже происходит существенное снижение процентной доли пелита (ESM_3, рис. 3), донные отложения представлены илом, который перекрыт прослоем песчаного ила 24–27 см. Расположенные в зоне гидродинамического спокойствия точки отбора 4 и 5 отличаются увеличенной долей пелита относительно алеуврита. В керне 4 вскрытая осадочная толща представлена в основном глинистым илом,

который сменяется на горизонте 14–16 см осадком, интерпретируемым лишь по формальным признакам как ил. На горизонте 26–28 см также отмечена смена глинистого ила илом. В керне 5 поверхностная осадочная толща мощностью до 8 см изрыта ходами бентосных форм жизни, параллельно в этом слое обнаружено большое количество трубок червей. Максимальное содержание органики также приходится на этот слой.

Многолетняя динамика скорости осадконакопления

Динамика изменения скорости осадконакопления в периодах, определенных по ²¹⁰Pb, представлена на рис. 4. Скорость современного осадконакопления в точке 1 составляет 2.8 см/год, высокое значение этого показателя обусловлено расположением точки отбора вблизи устья р. Грёндален (200 м), где происходит лавинная поставка осадочного материала с территории водосбора.

В точке 2 рассчитанная скорость осадконакопления значительно изменялась на всем протяжении формирования осадочных слоев керна. С 1892 по 1919 гг. она составляла 0.11 см/год, с 1919 по

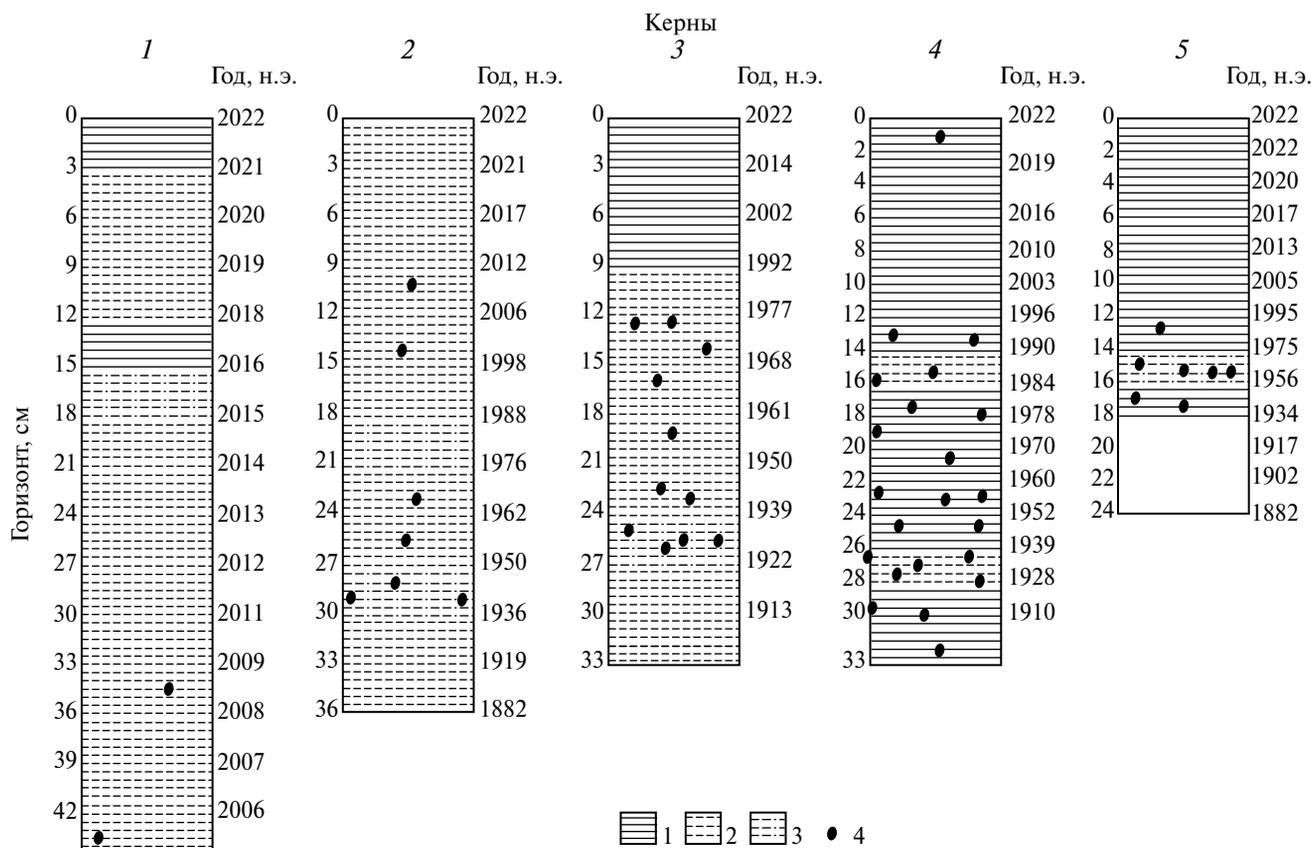


Рис. 3. Стратиграфия и хронология формирования литотипов донных отложений на устьевом взморье реки Грёндален (керны 1–5). 1 – глинистый ил; 2 – ил; 3 – песчаный ил; 4 – зерна гравия (1 символ – 5% от гранулометрического состава горизонта).

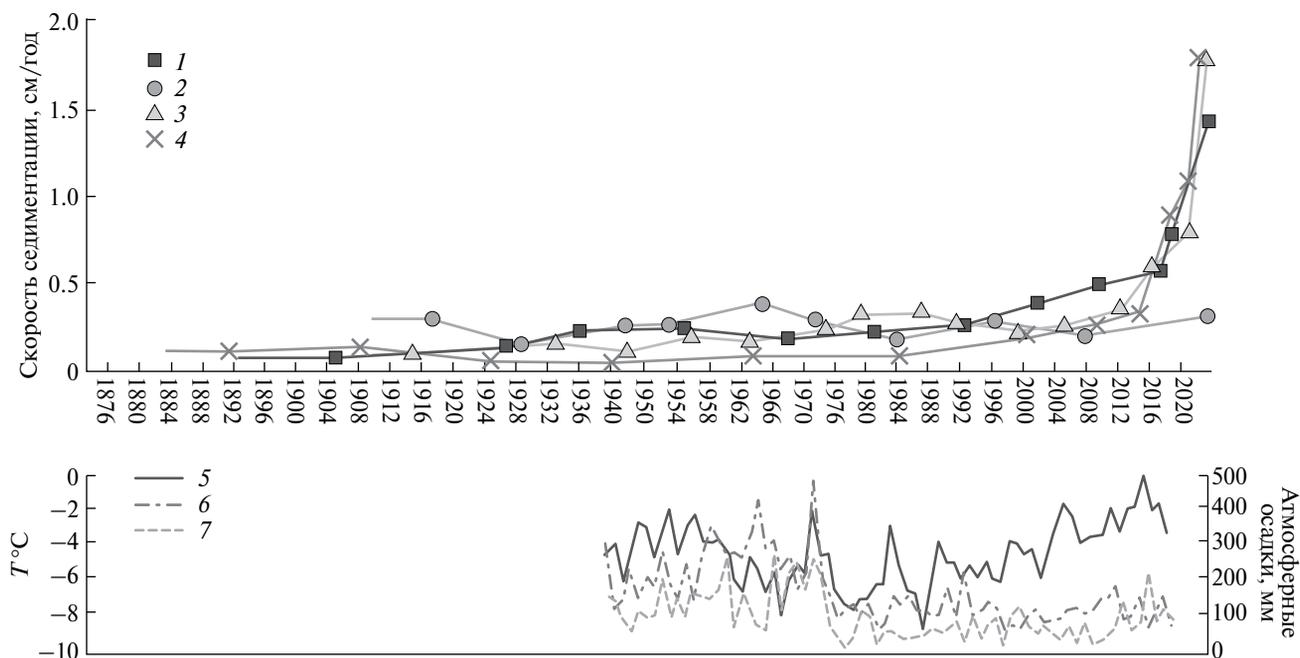


Рис. 4. Многолетняя динамика изменения скорости седиментации и климатических компонентов в ядрах 2–5. 1 – ядро 2; 2 – ядро 3; 3 – ядро 4; 4 – ядро 5; 5 – среднегодовая температура; 6 – среднегодовое количество жидких атмосферных осадков; 7 – среднегодовое твердых осадков.

1936 г. произошло увеличение до 0.17 см/год, а к середине XX в. до 0.22–0.25 см/год. Таким образом, за 30-летний период скорость осадконакопления увеличилась приблизительно в 2 раза. Во второй половине XX в. рост продолжился, с 1988 по 1998 г. до 0.28 см/год. В начале XXI в. рост темпов седиментации приобрел скачкообразный характер: 1998–2006 г. до 0.4 см/год, 2006–2012 г. до 0.52 см/год, 2012–2017 г. до 0.59 см/год. Наиболее резкие изменения произошли в 2017–2021 г. до 0.79 см/год и в 2021–2022 г. до 1.46 см/год. Таким образом, за 130 лет скорость осадконакопления в точке 2 увеличилась более чем на порядок.

Временная динамика осадконакопления в точке 3 не выявила резких скачков в определенные периоды. В начале XX в. скорость осадконакопления составляла 0.33 см/год, к 1922–1939 г. снизилась до 0.18 см/год, а в 1939–1961 г. повысилась до 0.27 см/год. К 1968 г. достигла отметки 0.4 см/год, далее на рубеже XX–XIX вв. наметился тренд к снижению скорости осадконакопления, при этом изменения варьировали в узких пределах 0.20–0.32 см/год. С 2014 по 2022 г. темпы седиментации вернулись к показателям начала прошлого века – 0.36 см/год.

Скорость седиментации в точке 4 существенно менялась в зависимости от периодов формирования осадочных слоев. С 1910 по 1939 г. она варьировала незначительно – от 0.11 до 0.18 см/год. Плавное увеличение показателя наблюдалось в 1952–1978 г. до 0.26 см/год, в 1978–2016 г. до 0.38 см/год. Далее темпы седиментации

стремительно повышались, в 2016–2019 г. до 0.8 см/год. К 2022 г. скорость осадконакопления достигла максимального значения 1.83 см/год.

В точке 5, расположенной в осевой части залива по траверзу устья р. Грэндален, характер многолетних изменений скорости осадконакопления аналогичен описанному в точке 4. Так, в 1883–1921 г. темпы седиментации увеличились с 0.15 до 0.17 см/год. В период 1921–1995 г. колебания показателя незначительны, в пределах 0.10–0.13 см/год. Однако с 1995 до 2013 г. скорость седиментации выросла в 2 раза и составила 0.27 см/год, затем последовали этапы резкого повышения в 2013–2017 г. – 0.44 см/год, в 2017–2020 г. – 0.82 см/год, в 2020–2021 – 1.13 см/год. Максимальное значение зарегистрировано в 2022 г. – 1.83 см/год.

Результаты корреляционного анализа Спирмена

Согласно критическим значениям коэффициентов корреляции рангов Спирмена, для ядра 2 предполагали, что корреляция с параметрами $R^2 > 0.64$ ($p < 0.05$) является значимой, с параметрами $R^2 > 0.79$ ($p < 0.01$) сильной. Коэффициенты детерминации, принятые для ядра 3, составляют 0.72 ($p < 0.05$) и 0.88 ($p < 0.01$); для ядра 4 – 0.54 ($p < 0.05$) и 0.68 ($p < 0.01$); для ядра 5 – 0.68 ($p < 0.05$) и 0.83 ($p < 0.01$). При статистической обработке всех данных по устьевому взморью, учитывая значимую выборку, значения коэффициента корреляции составили 0.31 ($p < 0.05$) и 0.40 ($p < 0.01$) (табл. 3).

Таблица 3. Результаты корреляционного анализа Спирмена

| | Тср | Wж | Wт | SAR | ППП | Гранулометрические фракции, мм | | | | | | |
|-----------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------------------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|
| | | | | | | >1 | 1–0.5 | 0.5–0.25 | 0.25–0.1 | 0.1–0.05 | 0.05–0.01 | <0.01 |
| Керн 2 | | | | | | | | | | | | |
| Тср | 1.00 | 0.18 | –0.07 | 0.72 | 0.69 | –0.05 | –0.35 | –0.10 | 0.02 | –0.33 | –0.78 | 0.60 |
| Wж | 0.18 | 1.00 | 0.58 | –0.43 | –0.06 | 0.37 | 0.30 | 0.44 | –0.50 | –0.60 | –0.54 | 0.43 |
| Wт | –0.07 | 0.58 | 1.00 | –0.59 | –0.42 | 0.41 | 0.27 | 0.31 | –0.10 | –0.12 | –0.32 | 0.02 |
| SAR | 0.72 | –0.43 | –0.59 | 1.00 | 0.56 | –0.55 | –0.64 | –0.51 | 0.37 | 0.14 | –0.35 | 0.33 |
| ППП | 0.69 | –0.06 | –0.42 | 0.56 | 1.00 | 0.31 | 0.15 | 0.33 | –0.11 | –0.41 | –0.35 | 0.29 |
| >1 | –0.05 | 0.37 | 0.41 | –0.55 | 0.31 | 1.00 | 0.86 | 0.80 | –0.44 | –0.47 | 0.02 | –0.13 |
| 1–0.5 | –0.35 | 0.30 | 0.27 | –0.64 | 0.15 | 0.86 | 1.00 | 0.83 | –0.40 | –0.31 | 0.18 | –0.26 |
| 0.5–0.25 | –0.10 | 0.44 | 0.31 | –0.51 | 0.33 | 0.80 | 0.83 | 1.00 | –0.60 | –0.59 | –0.18 | 0.01 |
| 0.25–0.1 | 0.02 | –0.50 | –0.10 | 0.37 | –0.11 | –0.44 | –0.40 | –0.60 | 1.00 | 0.73 | 0.29 | –0.29 |
| 0.1–0.05 | –0.33 | –0.60 | –0.12 | 0.14 | –0.41 | –0.47 | –0.31 | –0.59 | 0.73 | 1.00 | 0.48 | –0.73 |
| 0.05–0.01 | –0.78 | –0.54 | –0.32 | –0.35 | –0.35 | 0.02 | 0.18 | –0.18 | 0.29 | 0.48 | 1.00 | –0.67 |
| <0.01 | 0.60 | 0.43 | 0.02 | 0.33 | 0.29 | –0.13 | –0.26 | 0.01 | –0.29 | –0.73 | –0.67 | 1.00 |
| Керн 3 | | | | | | | | | | | | |
| Тср. | 1.00 | 0.14 | –0.31 | 0.24 | 0.45 | –0.48 | –0.66 | –0.54 | –0.56 | –0.74 | –0.40 | 0.49 |
| Wж | 0.14 | 1.00 | 0.74 | 0.43 | –0.57 | 0.43 | 0.25 | 0.46 | 0.49 | 0.24 | 0.24 | –0.40 |
| Wт | –0.31 | 0.74 | 1.00 | 0.26 | –0.90 | 0.62 | 0.49 | 0.54 | 0.65 | 0.60 | 0.67 | –0.56 |
| SAR | 0.24 | 0.43 | 0.26 | 1.00 | 0.02 | –0.26 | –0.50 | –0.46 | –0.17 | –0.10 | –0.14 | 0.29 |
| ППП | 0.45 | –0.57 | –0.90 | 0.02 | 1.00 | –0.69 | –0.59 | –0.65 | –0.72 | –0.52 | –0.57 | 0.50 |
| >1 | –0.48 | 0.43 | 0.62 | –0.26 | –0.69 | 1.00 | 0.77 | 0.86 | 0.90 | 0.74 | 0.45 | –0.84 |
| 1–0.5 | –0.66 | 0.25 | 0.49 | –0.50 | –0.59 | 0.77 | 1.00 | 0.92 | 0.87 | 0.69 | 0.44 | –0.77 |
| 0.5–0.25 | –0.54 | 0.46 | 0.54 | –0.46 | –0.65 | 0.86 | 0.92 | 1.00 | 0.87 | 0.68 | 0.44 | –0.84 |
| 0.25–0.1 | –0.56 | 0.49 | 0.65 | –0.17 | –0.72 | 0.90 | 0.87 | 0.87 | 1.00 | 0.65 | 0.28 | –0.70 |
| 0.1–0.05 | –0.74 | 0.24 | 0.60 | –0.10 | –0.52 | 0.74 | 0.69 | 0.68 | 0.65 | 1.00 | 0.76 | –0.90 |
| 0.05–0.01 | –0.40 | 0.24 | 0.67 | –0.14 | –0.57 | 0.45 | 0.44 | 0.44 | 0.28 | 0.76 | 1.00 | –0.72 |
| <0.01 | 0.49 | –0.40 | –0.56 | 0.29 | 0.50 | –0.84 | –0.77 | –0.84 | –0.70 | –0.90 | –0.72 | 1.00 |
| Керн 4 | | | | | | | | | | | | |
| Тср. | 1.00 | 0.43 | –0.08 | 0.42 | 0.54 | –0.45 | –0.49 | 0.06 | –0.05 | –0.34 | 0.51 | 0.45 |
| Wж | 0.43 | 1.00 | 0.62 | –0.26 | 0.12 | 0.22 | 0.07 | –0.09 | –0.01 | –0.47 | –0.24 | –0.09 |
| Wт | –0.08 | 0.62 | 1.00 | –0.48 | –0.30 | 0.66 | 0.62 | 0.41 | 0.43 | –0.22 | –0.69 | –0.62 |
| SAR | 0.42 | –0.26 | –0.48 | 1.00 | 0.71 | –0.60 | –0.39 | –0.05 | 0.21 | 0.17 | 0.59 | 0.43 |
| ППП | 0.54 | 0.12 | –0.30 | 0.71 | 1.00 | –0.75 | –0.69 | –0.37 | –0.05 | –0.16 | 0.69 | 0.71 |
| >1 | –0.45 | 0.22 | 0.66 | –0.60 | –0.75 | 1.00 | 0.88 | 0.35 | 0.31 | –0.07 | –0.90 | –0.89 |
| 1–0.5 | –0.49 | 0.07 | 0.62 | –0.39 | –0.69 | 0.88 | 1.00 | 0.60 | 0.53 | 0.05 | –0.84 | –0.82 |
| 0.5–0.25 | 0.06 | –0.09 | 0.41 | –0.05 | –0.37 | 0.35 | 0.60 | 1.00 | 0.61 | –0.10 | –0.26 | –0.34 |
| 0.25–0.1 | –0.05 | –0.01 | 0.43 | 0.21 | –0.05 | 0.31 | 0.53 | 0.61 | 1.00 | 0.13 | –0.42 | –0.28 |
| 0.1–0.05 | –0.34 | –0.47 | –0.22 | 0.17 | –0.16 | –0.07 | 0.05 | –0.10 | 0.13 | 1.00 | –0.16 | –0.22 |
| 0.05–0.01 | 0.51 | –0.24 | –0.69 | 0.59 | 0.69 | –0.90 | –0.84 | –0.26 | –0.42 | –0.16 | 1.00 | 0.85 |
| <0.01 | 0.45 | –0.09 | –0.62 | 0.43 | 0.71 | –0.89 | –0.82 | –0.34 | –0.28 | –0.22 | 0.85 | 1.00 |

Таблица 3. Окончание

| | Тср | Wж | Wт | SAR | ППП | Гранулометрические фракции, мм | | | | | | |
|------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | | | | | | >1 | 1–0.5 | 0.5–0.25 | 0.25–0.1 | 0.1–0.05 | 0.05–0.01 | <0.01 |
| Керн 5 | | | | | | | | | | | | |
| Тср. | 1.00 | 0.30 | –0.06 | 0.81 | 0.17 | –0.54 | –0.55 | 0.12 | 0.07 | –0.20 | 0.15 | 0.13 |
| Wж | 0.30 | 1.00 | 0.66 | 0.08 | 0.08 | 0.38 | 0.28 | 0.46 | 0.52 | 0.53 | 0.55 | –0.58 |
| Wт | –0.06 | 0.66 | 1.00 | –0.28 | –0.01 | 0.83 | 0.79 | 0.71 | 0.87 | 0.37 | 0.66 | –0.75 |
| SAR | 0.81 | 0.08 | –0.28 | 1.00 | 0.58 | –0.55 | –0.54 | 0.18 | 0.03 | –0.33 | 0.02 | 0.29 |
| ППП | 0.17 | 0.08 | –0.01 | 0.58 | 1.00 | 0.14 | 0.07 | 0.18 | 0.22 | –0.07 | 0.02 | –0.07 |
| >1 | –0.54 | 0.38 | 0.83 | –0.55 | 0.14 | 1.00 | 0.96 | 0.51 | 0.68 | 0.35 | 0.38 | –0.66 |
| 1–0.5 | –0.55 | 0.28 | 0.79 | –0.54 | 0.07 | 0.96 | 1.00 | 0.61 | 0.67 | 0.20 | 0.25 | –0.50 |
| 0.5–0.25 | 0.12 | 0.46 | 0.71 | 0.18 | 0.18 | 0.51 | 0.61 | 1.00 | 0.82 | –0.08 | 0.44 | –0.29 |
| 0.25–0.1 | 0.07 | 0.52 | 0.87 | 0.03 | 0.22 | 0.68 | 0.67 | 0.82 | 1.00 | 0.35 | 0.77 | –0.73 |
| 0.1–0.05 | –0.20 | 0.53 | 0.37 | –0.33 | –0.07 | 0.35 | 0.20 | –0.08 | 0.35 | 1.00 | 0.62 | –0.82 |
| 0.05–0.01 | 0.15 | 0.55 | 0.66 | 0.02 | 0.02 | 0.38 | 0.25 | 0.44 | 0.77 | 0.62 | 1.00 | –0.87 |
| <0.01 | 0.13 | –0.58 | –0.75 | 0.29 | –0.07 | –0.66 | –0.50 | –0.29 | –0.73 | –0.82 | –0.87 | 1.00 |
| Все данные | | | | | | | | | | | | |
| Тср. | 1.00 | 0.25 | –0.13 | 0.58 | 0.36 | –0.49 | –0.52 | –0.20 | –0.07 | –0.27 | 0.00 | 0.33 |
| Wж | 0.25 | 1.00 | 0.66 | –0.10 | –0.07 | 0.33 | 0.30 | 0.25 | 0.11 | –0.06 | 0.00 | –0.19 |
| Wт | –0.13 | 0.66 | 1.00 | –0.34 | –0.29 | 0.63 | 0.60 | 0.50 | 0.39 | 0.10 | 0.05 | –0.44 |
| SAR | 0.58 | –0.10 | –0.34 | 1.00 | 0.18 | –0.52 | –0.45 | –0.16 | 0.21 | 0.04 | 0.17 | 0.18 |
| ППП | 0.36 | –0.07 | –0.29 | 0.18 | 1.00 | –0.35 | –0.34 | –0.28 | –0.34 | –0.55 | –0.47 | 0.69 |
| >1 | –0.49 | 0.33 | 0.63 | –0.52 | –0.35 | 1.00 | 0.90 | 0.55 | 0.29 | 0.19 | –0.06 | –0.57 |
| 1–0.5 | –0.52 | 0.30 | 0.60 | –0.45 | –0.34 | 0.90 | 1.00 | 0.75 | 0.41 | 0.19 | 0.02 | –0.56 |
| 0.5–0.25 | –0.20 | 0.25 | 0.50 | –0.16 | –0.28 | 0.55 | 0.75 | 1.00 | 0.44 | 0.12 | 0.15 | –0.43 |
| 0.25–0.1 | –0.07 | 0.11 | 0.39 | 0.21 | –0.34 | 0.29 | 0.41 | 0.44 | 1.00 | 0.46 | 0.32 | –0.56 |
| 0.1–0.05 | –0.27 | –0.06 | 0.10 | 0.04 | –0.55 | 0.19 | 0.19 | 0.12 | 0.46 | 1.00 | 0.73 | –0.82 |
| 0.05–0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.17 | –0.47 | –0.06 | 0.02 | 0.15 | 0.32 | 0.73 | 1.00 | –0.68 |
| <0.01 | 0.33 | –0.19 | –0.44 | 0.18 | 0.69 | –0.57 | –0.56 | –0.43 | –0.56 | –0.82 | –0.68 | 1.00 |

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены статистически значимые коэффициенты детерминации.

Гидрологическая структура водной толщи

Анализ гидрологических и гидрохимических параметров водной толщи позволяет оценить источники наносов осадка в местах разгрузки осадочного материала, особенно в зоне лавинной седиментации (точка 1). Измеренные концентрации биогенных элементов в воде и их распределение по глубине в точках отбора представлено в ESM_4. Осадочный материал выносится поверхностным стоком от локальных источников, окружающих фьорд. Этот сток (f_r) во многом обусловлен таянием ледников. Распределение величин f_r и (для сравнения) величин солёности морских вод представлено на рис. 5.

Наибольшее содержание локального речного стока (f_r) обнаружено в точке 1 и 2 в зоне лавинной разгрузки осадочного материала (9–11%). Максимальный вертикальный градиент изменения

величины f_r наблюдался в слое 5–7 м, ниже этого слоя f_r варьировало в пределах 1–4%. Уменьшение f_r от градиентной зоны к оси залива (от точки 1 к точке 5, рис. 1) в среднем составляло 0.2% на 100 м, и на расстоянии 1.6 км от уреза воды величина f_r составляла 6–8%. Максимальный горизонтальный градиент изменения этой величины прослеживается на расстоянии 400–600 м от устья реки. На этом расстоянии содержание речного стока локального происхождения уменьшалось от 100 до 11%, а величина солёности увеличилась от 0 до 31 епс.

Распределение биогенных элементов P–PO₄, N–NO₃ и Si–SiO₃ в основном повторяло распределение относительного содержания локального речного стока (рис. 6). Особенно это заметно на распределениях N–NO₃ и Si–SiO₃.

Измеренные концентрации биогенных элементов в реках, впадающих в Грэн-фьорд, гораздо выше, чем

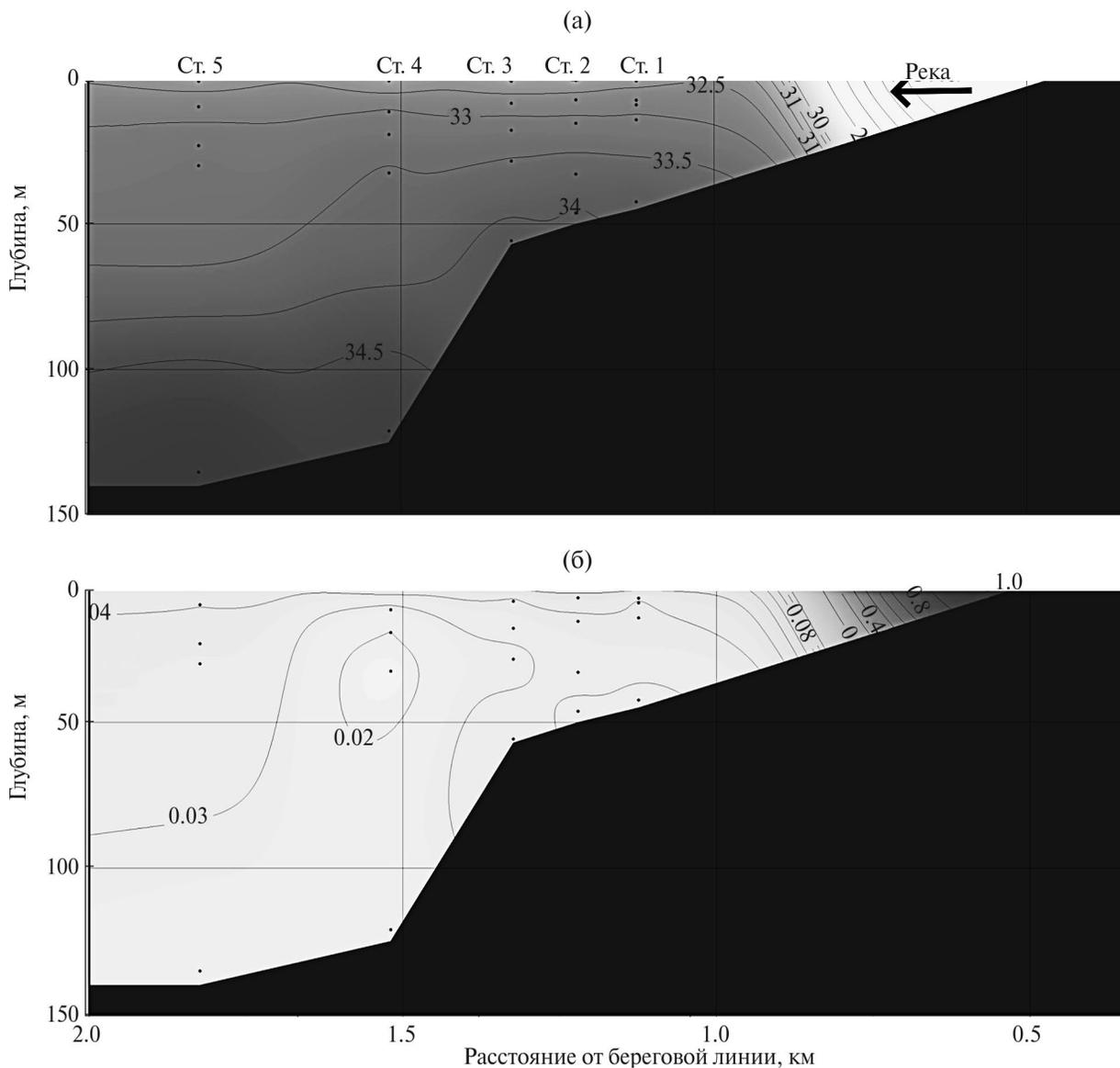


Рис. 5. Распределение величин солености в слое 0–50 м (а) и относительного содержания локального речного стока (f_r) (б).

в морской воде, и поэтому горизонтальные градиенты рассматриваемых параметров явно выражены и находятся на расстоянии 400–600 м от устья реки.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследования показали, что седиментация на устьевом взморье р. Грёндален изменяется в зависимости от удаления от уреза воды, глубины моря и угла наклона плоскости дна (рис. 7). Кроме того, с помощью корреляционного анализа Спирмена обнаружена связь между седиментацией и флуктуациями климатических параметров.

Максимальные темпы седиментации отмечены в точке 1 на расстоянии 200 м от уреза воды, где проходит граница гидрохимического и

термохалинного градиента между речными и морскими водами. Средняя скорость осадконакопления составляет 2.8 см/год. Донные осадки в датированном периоде (2006–2022 г.) представлены в равной мере алевритом и пелитом.

При статистической обработке всех данных по устьевому взморью, учитывая значимую выборку, значения коэффициента корреляции составили 0.31 ($p < 0.05$) и 0.40 ($p < 0.01$). Скорость седиментации в точке 2 на удалении 400 м от уреза воды за последние 130 лет изменялась в широких пределах от 0.11 до 1.46 см/год, среднее значение – 0.44 см/год. При этом многолетняя динамика скорости седиментации повторяет температурный тренд и увеличивается при повышении температуры воздуха (рис. 4). С помощью статистического анализа определено значимое влияние

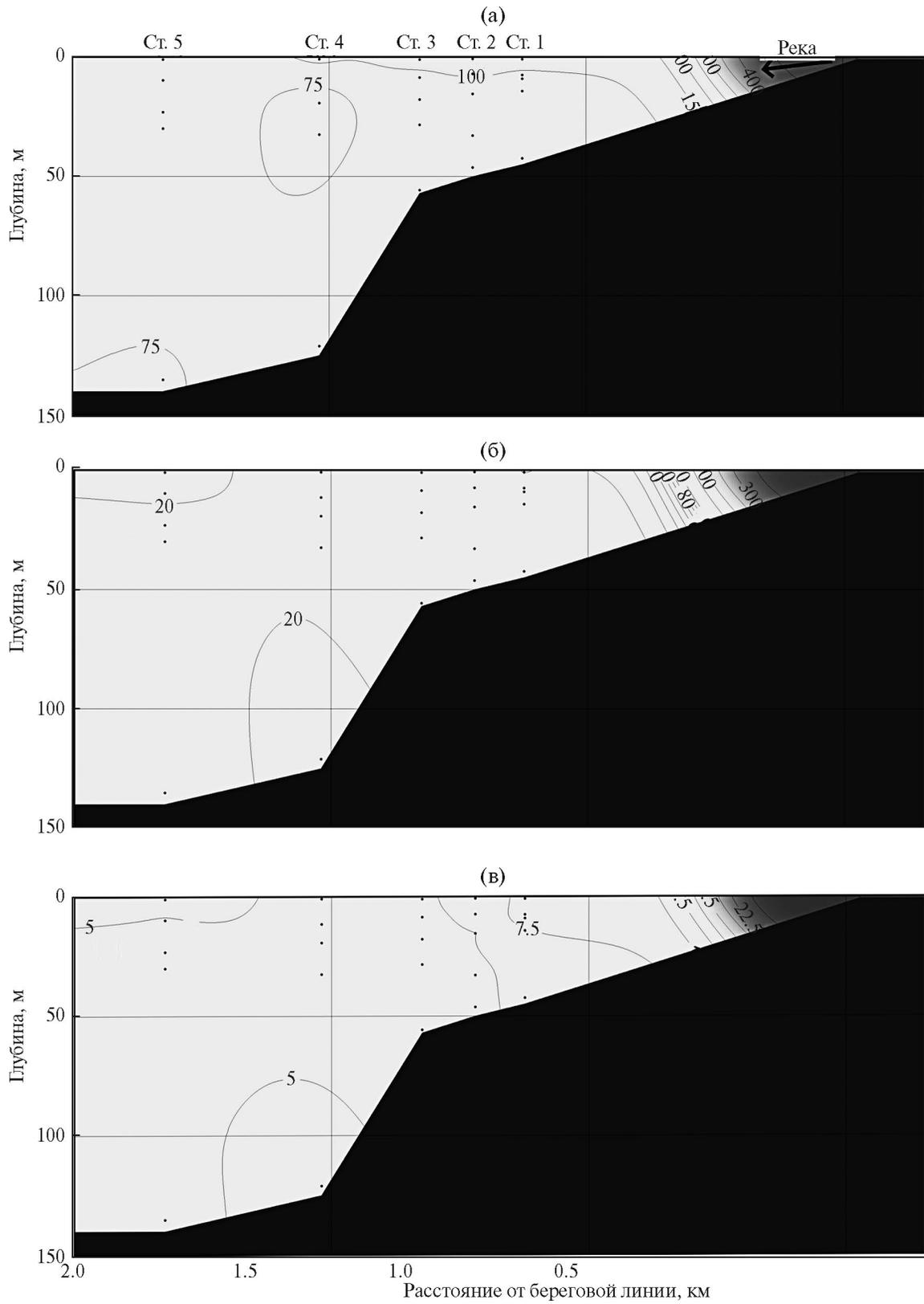


Рис. 6. Распределение величин концентраций (а) Si-SiO₃, (б) N-NO₃ и (в) P-PO₄.

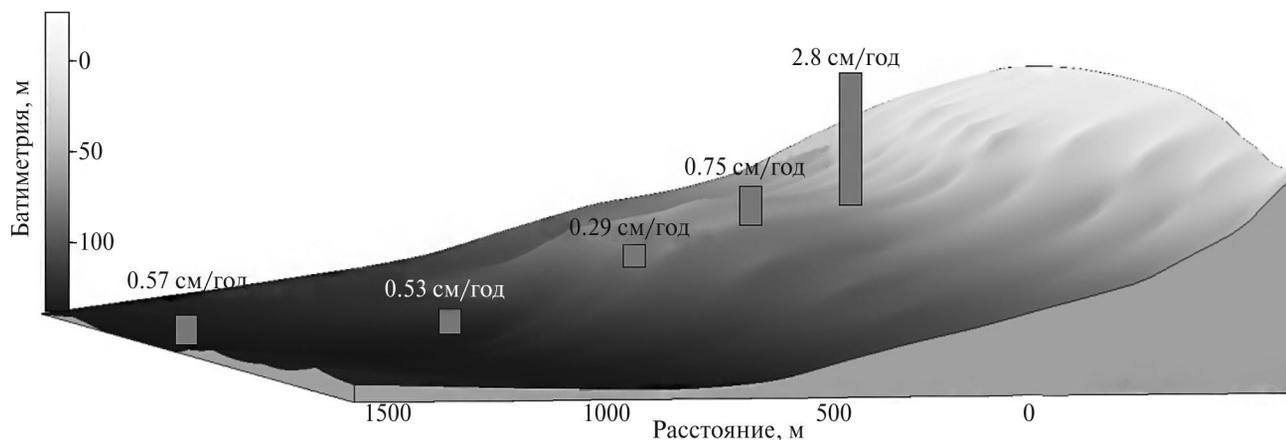


Рис. 7. Средние скорости осадконакопления на устьевом взморье р. Грёндален в период 2006–2022 г.

температуры на скорость седиментации ($R^2 = 0.72$) и обратное значимое, близкое к сильному ($R^2 = -0.78$) влияние на процентное содержание алеврита в донных отложениях (табл. 3). Скорость седиментации находится в обратной значимой зависимости ($R^2 = -0.64$) от содержания в осадке фракции крупного песка (1–0.5 мм). С увеличением температуры в донных отложениях возрастает содержание органики (табл. 3), влияние данного климатического компонента статистически интерпретируется как сильное ($R^2 = 0.69$). Следует отметить очень сильную корреляцию между фракциями среднего песка, крупного песка и гравия ($R^2 = 0.80–0.86$). Это говорит о том, что зерна таких размерностей поступают сюда практически одновременно и одним и тем же путем, а именно за счет ледового разноса; сальтация гравия на расстояние 400 м от берега при наличии относительно пологих участков склона, на глубине моря более 40 м, не представляется возможной.

В точке 3 на субаквальном склоне, удаленном от уреза воды на 600 м, скорость осадконакопления в течение 110 лет изменялась в узких по меркам устьевых взморья пределах от 0.18 до 0.36 см/год при среднем значении 0.29 см/год. Обнаружена обратная значимая зависимость процентного содержания пелита от содержания фракций крупнее пелита, что, вероятно, связано с попаданием зерен размерностью крупнее 0.01 мм в осадочную толщу за счет одинаковых механизмов, а именно в результате склоновых процессов, тогда как пелит поступает в основном из взвеси.

В точке 4 на удалении от уреза воды на 1000 м за последние 113 лет темпы седиментации изменялись от 0.11 до 1.83 см/год при среднем значении 0.42 см/год. Темпы седиментации повышались с начала XX в., однако влияние климатических параметров на скорость осадконакопления статистически не подтверждено. Накопление осадка происходит у подножия подводного склона, что может

сглаживать отклик седиментации на короткопериодные флуктуации климата, однако в среднем по десятилетиям многолетняя динамика скорости осадконакопления повторяет тенденции изменения среднегодовых температур. Отмечается значимая корреляция между дисперсным составом осадков и темпами седиментации; так, при уменьшении дисперсности донных отложений до фракции мелкого алеврита скорость седиментации, как правило, увеличивается ($R^2 = 0.59$). Напротив, в периоды, когда в горизонтах присутствует гравий, темпы седиментации зачастую снижаются ($R^2 = -0.60$). Выявлена сильная отрицательная корреляция между фракциями гравия и крупнозернистого песка и положительная между мелким алевритом и пелитом. Параллельно прослеживается отрицательная сильная корреляция ($R^2 = -0.89$) между алеврито-пелитовым и гравийным материалом.

Стоит отметить значимую корреляционную взаимосвязь ($R^2 = -0.69...0.66$) между выпадениями атмосферных осадков (снега) в период преобладания на водосборе отрицательных температур и литотипом формирующихся отложений (табл. 3). В периоды с обильными снегопадами количество грубообломочного материала увеличивается. Это объясняется тем, что выпавший снег способствует формированию берегового припая (Yang et al., 2015; Богородский и др., 2018), который, в свою очередь, является значимым агентом при транспортировке грубообломочных частиц в Арктике (Чувардинский, 1985; Тарасов, 2010). С увеличением температуры возрастает содержание органики в донных отложениях (результат аналогичен полученному в точке 2). Также выявлена сильная зависимость ($R^2 = 0.71$) содержания органики от количества частиц пелитовой размерности.

Скорость седиментации в точке 5 на удалении 1600 м от уреза воды за последние 139 лет варьировала в пределах 0.15–1.83 см/год при среднем значении 0.43 см/год. При этом значение скорости

седиментации повторяет температурный тренд и увеличивается при повышении температуры воздуха (рис. 4). Статистически подтверждено влияние изменения температуры на скорость осадконакопления ($R^2 = 0.81$). Принимая во внимание статистический анализ, формирование литотипа, как и в точке 4, определяется количеством атмосферных осадков, выпавших на водосбор в период преобладания отрицательных температур (снег). Коэффициенты детерминации соответствуют сильной корреляционной зависимости ($R^2 = -0.75...0.87$). Сильная корреляция между значениями содержания зерен гравия и крупнозернистого песка ($R^2 = 0.96$) подтверждает поступление грубообломочного материала в донные отложения оси залива одинаковым путем и, по всей видимости, одновременно, а именно в результате ледового разноса (табл. 3).

Таким образом, обобщая результаты корреляционного анализа в исследуемых точках, можно утверждать, что на устьевом взморье прослеживается зависимость темпов седиментации от температурного режима и зависимость литотипов донных отложений от количества выпавшего снега. Содержание органики зависит от дисперсного состава и температурного режима (табл. 3).

Для сравнения современных скоростей осадконакопления в пяти точках, полученные данные были нормированы по периоду 2006–2022 гг. и представлены как средние значения (рис. 7). Анализ данных показал, что основная доля осадочного вещества оседает в пределах 400–600 м от устья р. Грэндален (или 200–400 м от уреза воды) в зоне гидрохимического градиента на стыке систем река–море (рис. 5). Темпы седиментации в пределах градиента (точка 1), несмотря на незначительное расстояние между точками отбора и одинаковой глубиной моря, различаются более чем в 4 раза. Однако если предположить, что на стыке систем река–море седиментация постоянно носила лавинный характер (Лисицын, 1994), в то время как скорость седиментации за пределами гидрохимического градиента (точки 2–5) в течение XX в. редко превышала значение 0.3 см/год, то разница в темпах седиментации в пределах гидрохимического градиента и за его пределами могла достигать 10–30 раз.

С 1960-х гг. в результате смягчения климата произошло сокращение периода ледовитости в заливе (Иванов и др., 2012). Количество выпадающих атмосферных осадков в зимнее время существенно снизилось по сравнению с более ранним периодом, что способствовало ослаблению мощности припайных льдов в устьевой зоне р. Грэндален. Это привело к интенсивному размыву донных отложений на литорали и сублиторали в период весенне-зимних штормов и их транзиту в более мористые участки бассейна седиментации. Ранее подобным процессам препятствовал устойчивый и мощный припай, однако с ослаблением

ледовитости условия седиментации поменялись. Таким образом, с начала XX в. значительное влияние на седиментационные процессы в районе исследования оказывает ледовый разнос. Об этом свидетельствует постоянное наличие зерен гравия в горизонтах кернов 2–5, датированных с 1910–1995 гг. (рис. 3). После 1970-х годов процентная доля гравия стала снижаться, что позволило формироваться более тонким отложениям, в связи с чем к концу XX в. произошла смена литотипов осадков. Интересным фактом является то, что зерна гравия не присутствуют в существенных количествах в отложениях, датированных до 1910 г., что, вероятно, обусловлено более мягкими климатическими условиями на Шпицбергене в конце XIX в. по сравнению с началом и серединой XX в.

Также с увеличением температуры воздуха усилилась дегляциация ледниковых покровов на водосборе р. Грэндален (Чернов, Муравьев, 2018), что привело к увеличению выноса мелкодисперсного материала с флювиогляциальными потоками (Svendsen et al., 2002). Смена условий седиментации обусловила увеличение скорости осадконакопления за пределами гидрохимического градиента более чем в 10 раз по сравнению с началом и серединой прошлого века.

ВЫВОДЫ

За последнее столетие на устьевом взморье р. Грэндален произошли существенные изменения в седиментации, связанные в первую очередь с изменением климатических параметров. Повышение температуры воздуха привело к значительному увеличению скорости осадконакопления, в то время как малоснежные и мягкие зимы способствовали замещению литотипов донных отложений в районе исследования. В настоящее время осадки сложены преимущественно мелкодисперсными частицами. По сравнению с XX в., в XXI в. роль ледового разноса в осадконакоплении существенно снизилась.

Основное количество твердого стока оседает на расстоянии 400–600 м от устья р. Грэндален на расстоянии гидрохимического градиента. Вследствие отсутствия мощного берегового припая, в период зимне-весенних штормовых явлений увеличился транзит терригенного материала из прибрежной зоны в более мористые участки бассейна седиментации, что также привело к повышению скорости седиментации.

Благодарности. Авторы благодарят зимовочный состав ААНИИ за предоставленную возможность обработки проб в химико-аналитической лаборатории в пос. Баренцбург, а также за предоставление океанографического оборудования и помощь в логистике.

Источники финансирования. Сбор и обработка представленных данных выполнены

в рамках темы государственного задания ММБИ РАН № FMEE2024-0019. Измерение изотопного состава воды выполнено в Научном парке СПбГУ по проекту АААА-А19-119091190094-6. Обобщение результатов исследований выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 22-17-00243.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева И.А., Лапина Н.Н.* Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.
- Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д.* Изменения климата на Архипелаге Шпицберген. Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 12. М.: ГЕОС, 2014. С. 16–21.
- Богородский П.В., Грубый А.С., Кустов В.Ю., Макштан А.П., Соколова Л.А.* Рост припая и его влияние на замерзание верхнего слоя донных отложений в прибрежной зоне губы Буор-хая (море Лаптевых) // Лёд и снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 213–224.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.
- Гохман В.В.* Режим стока рек на о. Западный Шпицберген // Материалы гляциологических исследований. 1988. № 62. С. 96–103.
- Даувальтер В.А.* Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.
- Иванов Б.В., Журавский Д.М.* Ледовые условия в заливе Грэн-фьорд (Архипелаг Шпицберген) за период 1974–2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 2. № 85. С. 29–34.
- Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н.* Исследование снежно-ледяного покрова залива Грэн-фьорд (Архипелаг Шпицберген): исторические данные, натуральные исследования, моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 2. № 92. С. 43–54.
- Кленова М.В.* Геология моря: учебное пособие для географических факультетов университетов и педагогических институтов. М.: Гос. учебно-педагогическое изд-во Министерства просвещения РСФСР, 1948. 495 с.
- Количественный химический анализ вод. Методика измерений массовых концентраций, взвешенных и прокаленных взвешенных веществ в пробах питьевых, природных и сточных вод гравиметрическим методом (ПНД Ф 14.1:2:4.254-09, издание 2017 г.). М.: ЗАО "Роса", 2017. 13 с.
- Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–743.
- Лисицын А.П.* Новый тип седиментогенеза в Арктике — ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 18–60.
- Мавлюдов Б.Р.* О деградации горно-долинных ледников Шпицбергена // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 207–216.
- Мавлюдов Б.Р.* Исследования ледника Тавле и его внутренних дренажных каналов, земля Норденшельда, Шпицберген // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 7. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. С. 187–200.
- Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М., Соловьянова И.Ю.* Реакция ледников Земли Норденшельда (арх. Шпицберген) на изменение климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. Вып. 1. № 91. С. 67–77.
- Мещеряков Н.И.* Накопление и перераспределение осадочного материала в устьевой зоне реки Грэндален (Западный Шпицберген) // Вестник МГТУ. 2013. Т. 3. С. 501–505.
- Мещеряков Н.И., Тарасов Г.А.* Осадкообразование и литологическое строение приповерхностной осадочной толщи в приустьевой отмели р. Грэндален (залив Грэн-фьорд) // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 101–109.
- Новигатский А.Н., Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Политова Н.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П.* Вертикальные потоки осадочного вещества и современные скорости осадконакопления в Белом море // Изв. Российской академии наук. Сер. геогр. 2022. Т. 86. № 6. С. 1023–1034.
- Пресноводные ресурсы Западного Шпицбергена в современных условиях: (многолетние исследования ААНИИ): монография. М.В. Третьяков, В.А. Брызгалов, Е.В. Румянцева, К.В. Ромашова. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [и др.]. СПб.: ААНИИ, 2021. 200 с.
- Ромашова К.В., Чернов Р.А., Василевич И.И.* Исследование ледникового стока рек в бассейне залива Грэн-фьорд (Западный Шпицберген) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 1. С. 34–45.
- Русаков В.Ю., Борисов А.П., Соловьева Г.Ю.* Скорости седиментации (по данным изотопного анализа ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs) в разных фациально-генетических типах донных осадков Карского моря // Геохимия. 2019. Т. 64. № 11. С. 1158–1174.
- Саватюгин Л.М.* Современное состояние природной среды архипелага Шпицберген: коллективная монография. СПб.: ААНИИ, 2020. 304 с.
- Тарасов Г.А.* Новые данные изучения ледового транспорта осадочного вещества в заливе Грэн-фьорд // Комплексные исследования Шпицбергена. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 480–485.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В.* Процессы седиментации на

- гляциальных шельфах. Апатиты: КНЦ РАН, 2000. 473 с.
- Федоров В.М., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Вековые тенденции изменения ледовых ресурсов Шпицбергена // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 2. С. 139–146.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген) // Лёд и снег. 2018. Т. 58. № 4. С. 462–472.
- Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70–77.
- Aliev R.A., Bobrov V.A., Kalmykov S.N., Melgunov M.S., Vlasova I.E., Shevchenko V.P. Natural and artificial radionuclides as a tool for sedimentation studies in the Arctic region // J. Radioanal. Nucl. Chem. 2007. V. 274. № 2. P. 315–321.
- Appleby P.G. ²¹⁰Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. V. 143. P. 21–27.
- Appleby P.G., Piliposian G.T. Efficiency corrections for variable sample height in well-type germanium gamma detectors // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. At. 2004. № 225. P. 423–433.
- Bergqvist N.-O., Ferm R. Nuclear Explosions 1945–1998 (FOA-R-00-01572-180). Stockholm, Sweden: Defence Research Establishment, 2000. 43 p.
- Førland E.J., Hanssen-Bauer I. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses // Polar Res. 2003. V. 22. № 2. P. 113–124.
- Jones P.D., Briffa K.R., Barnett T.P., Tett S.F.B. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures // The Holocene. 1998. V. 8. № 4. P. 455–471.
- Kautsky H. Investigations on the distribution of ¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs and ⁹⁰Sr and the water mass transport times in the Northern North Atlantic and the North Sea // Deutsche Hydrographische Zeitschrift. 1987. V. 40. P. 49–69.
- Khalturin V.I., Rautian T.G., Richards P.G., Leith W.S. A review of nuclear testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955–1990 // Sci. Glob. Secur. 2005. V. 13. P. 1–42.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. № 6. P. 759–762.
- Melling H., Moor R.M. Modification of halocline source waters during freezing on the Beaufort Sea shelf: evidence from oxygen isotopes and dissolved nutrients // Continental Shelf Res. 1995. V. 15. № 1. P. 89–113.
- Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Ilyin G.V. The chronology of modern sedimentation in the Storefjorden Strait (Svalbard Archipelago) // Geochem. Int. 2023. V. 61. P. 529–538.
- Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Sharin V.V., Dauvalter V.A., Dukhno G.N. Chronology of sedimentation in Colesbukta, Spitsbergen (Svalbard Archipelago): the results of the 2018 expedition // IOP Conf. Ser. Earth and Environmental Science. 2021. V. 937. P. 042081.
- Namyatov A.A. $\delta^{18}\text{O}$ as a tracer of the main regularities of water mass mixing and transformation in the Barents, Kara, and Laptev seas // J. Hydrology. 2021. V. 593. P. 125813.
- Namyatov A., Makarevich P., Tokarev I., Pastuhov I.A. Hydrochemical basis of marine waters biological productivity surrounding Svalbard archipelago // Bio. Comm. 2023. V. 68. № 1. P. 30–48.
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar Res. 2014. V. 33. P. 21349.
- Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., MacDonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G.J. Arctic environmental change of the last four centuries // Science. 1997. V. 278. № 5341. P. 1251–1256.
- Robbins J.A. Geochemical and geophysical application of radioactive lead // Biochemistry of Lead in the Environment. Ed. Nriagu J.O. Amsterdam: Elsevier, 1978. P. 285–393.
- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. ²¹⁰Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 82. P. 183–200.
- Schelske C.L., Peplow A., Brenner M., Spencer C.N. Low-background gamma counting: applications for ²¹⁰Pb dating of sediments // J. Paleolimnol. 1994. V. 10. P. 15–128.
- Schirone A., Rožmarić M., Barsanti M., Raiteri G., Sanchez-Cabeza J.A., García-Tenorio R., Osvath I. Assessment of measurement accuracy in ²¹⁰Pb dating sediment methods // Quaternary Geochronology. 2022. V. 69. P. 101255.
- Svendsen H., Beszczynska A., Lafauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Hagen J., Orbeak O., Bischof J.B., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Whinther J.G., Hodson A., Mumford P. The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden: an Arctic fjord system in Svalbard // Polar Res. 2002. V. 21. P. 133–166.
- von Gunten H.R., Moser R.N. How reliable is the ²¹⁰Pb dating method? Old and new results from Switzerland // J. Paleolimnol. 1993. V. 9. P. 161–178.
- Yang Y., Lepparanta M., Li Z.J., Cheng B., Zhai M., Demchev D. Model simulations of the annual cycle of the landfast ice thickness in the East Siberian Sea // Advances in Polar Science. 2015. V. 26. № 2. P. 168–178.
- Zaborska A., Pempkowiak J., Papucci C. Some sediment characteristics and sedimentation rates in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard) // Archives Environ. Prot. 2006. V. 8. P. 79–96.

Zajączkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. Recent Svalbard // Oceanologia. 2004. V. 46. № 2. P. 217–231.
changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden,

Рецензенты А.К. Маркова, А.Н. Новигатский

Stratigraphic Chronology and Mechanisms of Formation of Bottom Sediments at the Mouth of the Grøndalen River (Grøn-Fjord, West Spitsbergen) During the Period of Climatic Changes

N. I. Meshcheriakov^{a, #}, I. S. Usyagina^a, A. A. Namyatov^a, and I. V. Tokarev^b

^a*Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*

^b*St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru*

The results of the study of bottom sediments and water of the estuary of the River Grøndalen (Grøn-fjord, West Spitsbergen) are presented. The stratigraphic features of the sedimentary strata are determined. The chronology of changes in geocological environmental conditions has been established using radioisotope dating methods. The main factors influencing sedimentation in the study area are air temperature and precipitation during the period of predominance of low temperatures. It is shown that climate fluctuations determine the chronological sequence of the sedimentation rate and the change of the lithotype of the bottom sediment towards fine fractions.

Keywords: Grøndalen, West Spitsbergen, bottom sediments, ²¹⁰Pb dating, lithotypes, climatic changes

Свидетельство о регистрации средства массовой информации
ПИ №ФС77-80521 от 23 марта 2021 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи,
информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати 18.11.2024. Дата выхода в свет 02.12.2024. Формат 60 x 88 $\frac{1}{8}$.
Усл. печ. л. 15,0. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 60 экз. Заказ 1428. Цена свободная.

Учредитель: Российская академия наук

Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14
Исполнитель по контракту № 4У-ЕП-038-24 ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1.
Отпечатано в ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, г. Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

16+

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал
 Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы
 Астрономический журнал
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря
 Биоорганическая химия
 Биофизика
 Биохимия
 Ботанический журнал
 Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук
 Вестник древней истории
 Вестник Российской академии наук
 Вестник российской сельскохозяйственной науки
 Водные ресурсы
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии
 Вопросы языкознания
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения. Серия А
 Высокомолекулярные соединения. Серия Б
 Высокомолекулярные соединения. Серия С
 Генетика
 Геология рудных месторождений
 Геомагнетизм и аэрономия
 Геоморфология и палеогеография
 Геотектоника
 Геохимия
 Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия
 Дифференциальные уравнения
 Доклады Российской академии наук. Математика, информатика, процессы управления
 Доклады Российской академии наук. Науки о жизни
 Доклады Российской академии наук. Науки о Земле
 Доклады Российской академии наук. Физика, технические науки
 Доклады Российской академии наук. Химия, науки о материалах
 Журнал аналитической химии
 Журнал высшей нервной деятельности им. И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики
 Журнал неорганической химии
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии
 Журнал органической химии
 Журнал прикладной химии
 Журнал физической химии
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии
 Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Записки Российского минералогического общества
 Зоологический журнал
 Известия Российской академии наук. Механика жидкости и газа
 Известия Российской академии наук. Механика твердого тела
 Известия Российской академии наук. Серия биологическая
 Известия Российской академии наук. Серия географическая
 Известия Российской академии наук. Серия литературы и языка
 Известия Российской академии наук. Серия физическая
 Известия Российской академии наук. Теория и системы управления
 Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана
 Известия Российской академии наук. Энергетика
 Известия Русского географического общества
 Исследование Земли из Космоса
 Кинетика и катализ
 Коллоидный журнал
 Координационная химия
 Космические исследования
 Кристаллография
 Латинская Америка
 Лёд и Снег
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые
 Мембраны и мембранные технологии
 Металлы
 Микология и фитопатология
 Микробиология
 Микроэлектроника
 Молекулярная биология
 Нейрохимия
 Неорганические материалы
 Нефтехимия
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология
 Онтогенез
 Палеонтологический журнал
 Паразитология
 Петрология
 Письма в Астрономический журнал
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение
 Приборы и техника эксперимента
 Прикладная биохимия и микробиология
 Прикладная математика и механика
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации
 Программирование
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника
 Радиохимия
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российская история
 Российская сельскохозяйственная наука
 Российский физиологический журнал им. И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Современная Европа
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция
 США & Канада: экономика, политика, культура
 Теоретические основы химической технологии
 Теплофизика высоких температур
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли
 Физика и химия стекла
 Физика металлов и металловедение
 Физика плазмы
 Физикохимия поверхности и защита материалов
 Физиология растений
 Физиология человека
 Химическая физика
 Химия высоких энергий
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология
 Экономика и математические методы
 Электрохимия
 Энтомологическое обозрение
 Этнографическое обозрение
 Ядерная физика