

ISSN 0024-497X

Номер 2

Март - Апрель 2023



# ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



[www.sciencejournals.ru](http://www.sciencejournals.ru)



# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 2, 2023

---

---

Состав и условия образования позднекембрийских осадочных фосфоритов, венд Среднего Урала <i>М. Т. Крупенин, А. Б. Кузнецов, Д. А. Замятин, Е. А. Панкрушина, С. В. Лепеха</i>	111
Изотопный состав С, О неопротерозойских до-, син- и постгляциальных карбонатов Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита (юг Сибирской платформы) <i>А. В. Шаццло, С. В. Рудько, И. В. Латышева, Б. Г. Покровский, Д. В. Рудько, И. В. Федюкин, А. Б. Кузнецов</i>	140
Постседиментационные преобразования нижнетриасовых отложений на севере Варандей-Адзвинской структурной зоны (Печорский нефтегазоносный бассейн) <i>Н. Н. Тимонина, М. С. Нечаев, И. Л. Ульянов</i>	163
Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового ряда в кембрийских и ордовикских отложениях Восточной Балтики (Северная Эстония, Западная Литва, Западная Латвия) <i>Т. А. Ивановская, Б. А. Сахаров, Т. С. Зайцева</i>	180
Влияние работ Л.В. Пустовалова на становление, структуру и развитие нефтегазовой литологии <i>В. Г. Кузнецов, А. Н. Дмитриевский</i>	201
К 90-летию со дня рождения Виктора Анатольевича Дрица	208
Правила для авторов	211

---

---



УДК 549.753.11(470.5)

## СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОСФОРИТОВ, ВЕНД СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2023 г. М. Т. Крупенин<sup>а</sup>, \*, А. Б. Кузнецов<sup>б</sup>, \*\*, Д. А. Замятин<sup>а</sup>,  
Е. А. Панкрушина<sup>а</sup>, С. В. Лепеха<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
ул. Акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

<sup>б</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
набережная Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: [krupenin@igg.uran.ru](mailto:krupenin@igg.uran.ru)

\*\*e-mail: [antonbor9@mail.ru](mailto:antonbor9@mail.ru)

Поступила в редакцию 19.04.2022 г.

После доработки 01.08.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Фосфоритовые брекчии слагают 6-метровую пачку в терригенной керносской свите венда в бассейне рек Межевая Утка и Сыльвица на Среднем Урале. Фосфоритовые гальки и гравий являются скоплением обломков переотложенных корок, первоначально образованных в раннем диагенезе у поверхности песчано-глинистых отложений ниже границы вода–осадок. Фосфорит представлен фторкарбонатапатитом с величиной параметра элементарной ячейки  $a$  от 0.9359 до 0.9363 нм; спектральными параметрами мод в рамановских спектрах: FWHM 1–2  $\text{см}^{-1}$  и положением от 963 до 966  $\text{см}^{-1}$ ; в ИК спектрах – с полосой 1095  $\text{см}^{-1}$ . Полосы поглощения ~1430 и 1453  $\text{см}^{-1}$  в ИК спектрах соответствуют замещению ортофосфорной группы карбонат-ионом (по В-типу). По данным термического анализа, содержание  $\text{CO}_2$  в апатите 0.04–0.8%, примесь рассеянного органического вещества в форме алифатических соединений составляет 0.3–0.8%. Апатит представлен двумя генерациями: первичный – базальный бесструктурный тонкокристаллический цемент, и вторичный – в виде идиоморфных кристаллов (до 10 мкм). Фосфаты обеих генераций корродируют обломочные зерна кварца. Вторичный апатит отличается более высоким содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$ , CaO и F и меньшим – примесей  $\text{SiO}_2$ , FeO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO и  $\text{K}_2\text{O}$  по сравнению с первичным апатитом. PAAS-нормированное распределение РЗЭ в обогащенных фосфоритах имеет сглаженное распределение, с отношением La/Yb около 2 и с положительными Ce- и Eu аномалиями. Среднее значение F/ $\text{P}_2\text{O}_5$  равно 0.09 и является типичным для фторкарбонатапатитов, испытавших катагенез. Высокие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (от 0.7130 до 0.7253) в обломочных фосфоритах керносской свиты предполагают их отложение в морском опресненном палеобассейне, вблизи значительного притока континентальных вод (дельты), но могут быть и результатом катагенетической перекристаллизации.

*Ключевые слова:* бесструктурный фосфорит, фторкарбонатапатит, венд, керноская свита, Средний Урал.

DOI: 10.31857/S0024497X2270001X, EDN: IWNWE

Одна из крупнейших и древнейших в истории Земли эпох фосфоритонакопления приурочена к завершающему этапу позднего докембрия. Распространение фосфоритов в позднем докембрии и в начале раннего кембрия имело глобальный характер [Холодов, 1997; Ильин, 2008; Cook, Shergold, 2005; Sheldon, 1981; Xiao et al., 2012]. Если для раннего и среднего рифея (мезопротерозоя) известны лишь редкие эпизоды накопления фосфоритов [Овчинникова и др., 2008, 2013; Stüeken et al., 2021], то в позднем венде и раннем кембрии (580–530 млн лет) на целом ряде кратонов возникли крупные фосфоритовые бассейны, прежде

всего в Южном Китае (платформа Янцзы), Монголии (Хубсугульский), на юге Сибири (Боксон-Харанур-Ухагольский), юге Казахстана (Малый Каратау), а также в Индии, Австралии, Бразилии, центральной и западной Африке [Ильин, 1979, 2008; Георгиевский, 1986; Notholt et al., 1989; Ye Lianjun, 1989; Холодов, 1997; Cook, Shergold, 2005; Xiao et al., 2012]. В большинстве из перечисленных кратонов залежи фосфоритов формировались на карбонатно-терригенных платформах, что подтверждают Sr- и C-изотопные характеристики фосфоритов [Chen et al., 2004; Кузнецов и др., 2018; Кулешов и др., 2020 и др.].

В разрезе венда на западном склоне Среднего Урала также присутствуют небольшие проявления фосфоритов в терригенных отложениях [Курбацкая, Чирвинский 1964; Курбацкая, 1968; Аблизин и др., 1982], которые отмечены на двух уровнях – в керносской свите серебрянской серии и перевалокской свите сыльвицкой серии. Первые описания указывали на присутствие “одиночных невыдержанных прослоев плотных темно-серых фосфоритов мощностью до 1 см” и даже “от 3 до 5–10 см, содержание  $P_2O_5$  в прослоях 13.8–19.46%” в разрезе слюдястых алевролитов перевалокской свиты [Аблизин и др., 1982, с. 82]. Однако наши многократные попытки найти их как в бассейнах рек Межевая Утка и Сыльвица, так и в более северных разрезах на р. Усьва не дали результатов. Позднее нами были обнаружены маломощные брекчиевидные прослои фосфоритов в разрезе керносской свиты на реках Межевая Утка и Сыльвица [Крупенин и др., 2018].

Образование фосфоритов в отложениях венда на западном склоне Среднего Урала можно рассматривать как один из эпизодов глобального позднедокембрийского этапа накопления фосфоритов, связанного с крупнейшей трансгрессией после мариноанского (лапландского) оледенения [Ильин, 2008]. На Среднем Урале пока не обнаружены промышленные скопления фосфоритов, но все рудопроявления представляют интерес с литологической и минералогической точек зрения. В статье впервые представлены результаты изучения вещественного состава уральских фосфоритов из керносской свиты венда, приведено их литологическое описание, определен химический состав и содержание главных, рассеянных и РЗЭ элементов в фосфоритах, а также определен изотопный состав Sr. Впервые фосфориты керносской свиты исследованы методами электронно-зондового микроанализа, рамановской спектроскопии и инфракрасной спектроскопии, что позволило выяснить особенности химического состава и уточнить детали строения бесструктурных фосфоритов.

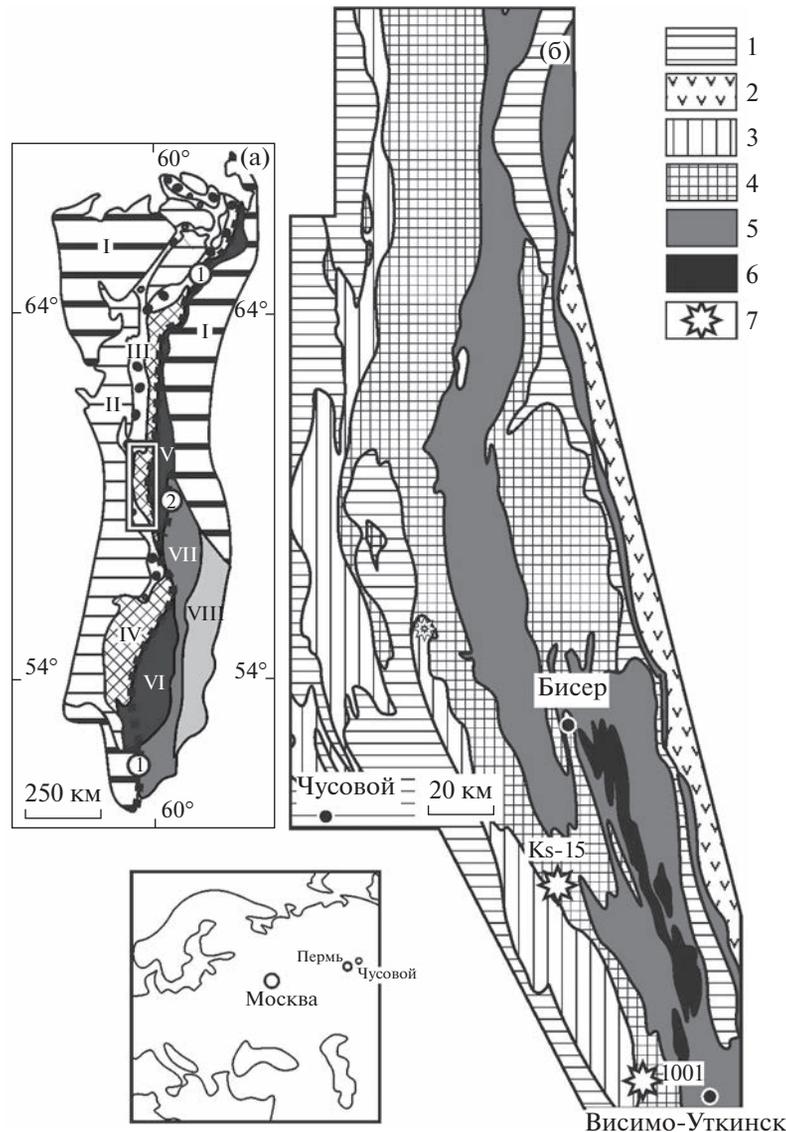
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Вендские отложения на западном склоне Среднего Урала приурочены к Кваркушко-Каменногорскому мегантиклинорию в составе Центрально-Уральской мегазоны (рис. 1). В этом мегантиклинории выделяется несколько структур, среди которых самая западная – Язьвинско-Серебрянский моноклиорий – наименее подвержена эпигенетическим преобразованиям и сложена осадочными, преимущественно терригенными породами, принадлежащими двум седиментационным сериям венда: нижней

(серебрянская серия) и верхней (сылвицкая серия) [Аблизин и др., 1982].

В составе серебрянской серии в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории выделяют танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты (рис. 2) [Аблизин и др., 1982]. Танинская свита (мощность до 500 м) слагается пачками редкогалечных диамиктитов, чередующихся с полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами; в нижней части местами с маломощными прослоями пиллоу-базальтов и аповулканогенных филлитов. Возраст щелочных базальтов в основании танинской свиты на р. Усьва оценен в  $598 \pm 6$  млн лет методом U-Pb датирования цирконов [Маслов и др., 2013]. Гаревская свита (500–650 м) представлена преимущественно зеленовато-серыми филлитовидными глинистыми сланцами (нижняя посвита) и тонкослоистыми мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками (верхняя посвита). Койвинская свита (250–300 м) сложена чередованием аповулканогенных [Аблизин и др., 1982; Крупенин, 2009] пестроцветных филлитовидных сланцев и алевролитов, реже встречается известняки и доломиты. Локально присутствуют прослои редкогалечных диамиктитов, в северных районах появляются щелочные базальтоиды (пиллоу-базальты и их туфы) и гематитовые сланцы. Бутонская свита (300–350 м) представлена преимущественно темно-серыми низкоуглеродистыми глинистыми алевролитами, реже с прослоями песчаников. Керноская свита состоит из двух частей: нижнекерноская подсвита (200–600 м) сложена песчаниками и филлитовидными алеврито-глинистыми породами, верхнекерноская имеет карбонатно-вулканогенный состав и развита в северной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. Здесь в разрезе керносской свиты по рекам Усьва и Вильва существенная роль принадлежит вулканогенным породам – пикритам, трахибазальтам, щелочным базальтам, и пр., относящимся к дворецкому комплексу [Аблизин и др., 1982]. По данным Sm-Nd и Rb-Sr датирования, выполненного Е.В. Карпухиной с соавторами [2001], возраст трахиандезитов дворецкого комплекса соответствует интервалу 600–560 млн лет.

Стратиграфическое положение керносской свиты в настоящее время является предметом дискуссии: по мнению Д.В. Гражданкина и А.В. Маслова [Гражданкин, Маслов, 2015; Маслов и др., 2018], ее следует относить к основанию верхневендского редкинского региояруса. Последний предлагается рассматривать в объеме, заключенном между последним уровнем диамиктитов лапландского оледенения и уровнем первого появления редкинского комплекса ископаемой мягкотелой биоты в отложениях разрезов Восточно-Европейской платформы, а также Среднего Урала, где к



**Рис. 1.** Обзорная карта Урала (а) и схематическая геологическая карта Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (б) с местами отбора образцов фосфоритовых брекчий (по [Маслов и др., 2013] с изменениями).

I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны Урала: III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская.

Цифры в кружках: 1 – Главный Уральский разлом, 2 – Серовско-Маукский разлом. Прямоугольник – Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий.

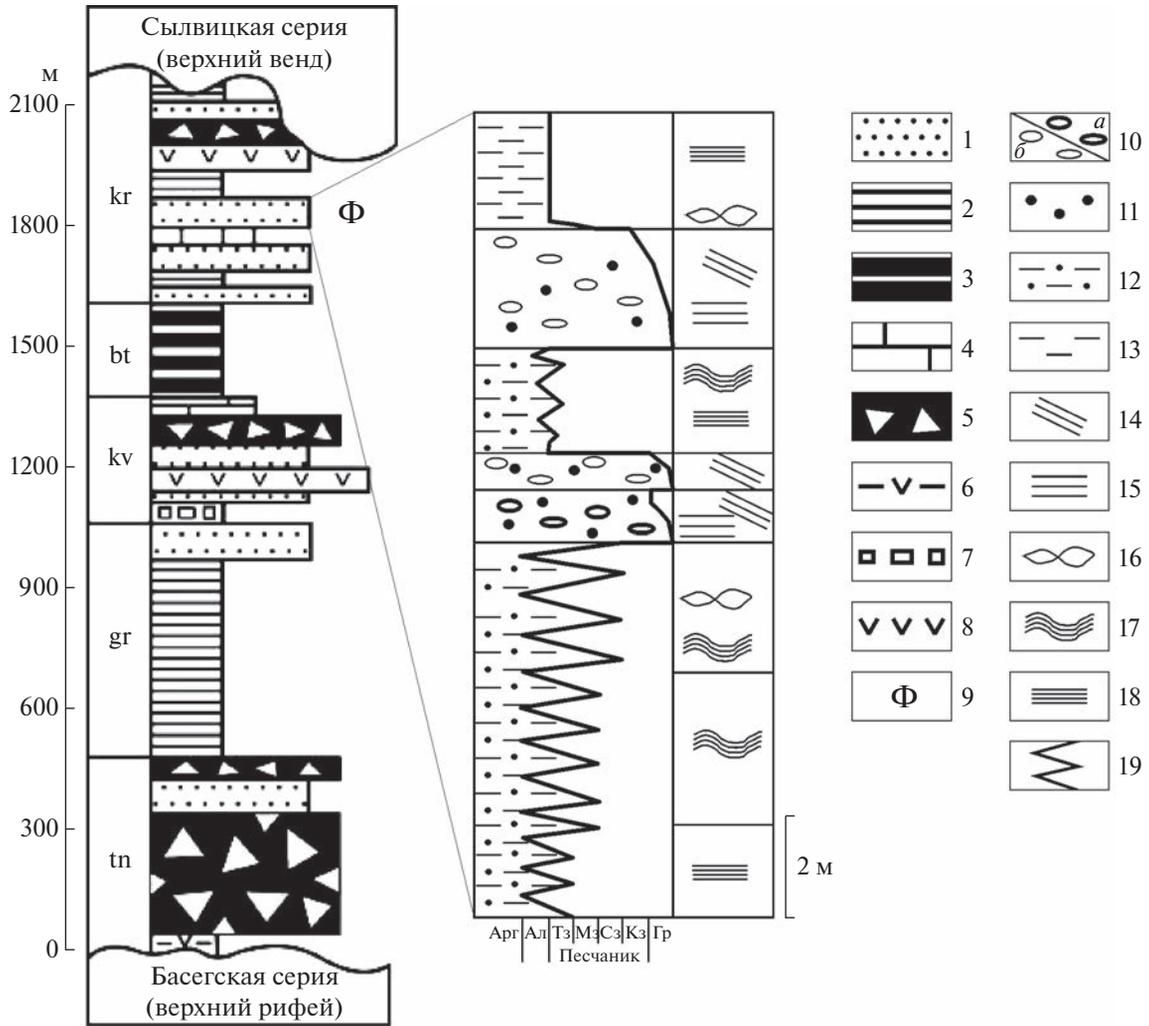
1, 2 – палеозой: 1 – Центрально-Уральской мегазоны, 2 – Тагильской мегазоны; 3, 4 – венд: 3 – сылвицкая серия, 4 – серебрянская серия; 5, 6 – верхний рифей: 5 – басегская серия, 6 – кедровская серия; 7 – места отбора образцов.

данному региону следует отнести как керносую свиту серебрянской серии, так и старопечнинскую и перевалокскую свиты сылвицкой серии. Соответственно к отложениям лапландского оледенения следует относить отложения танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит серебрянской серии [Гражданкин, Маслов, 2015].

Керноская свита несогласно перекрывается редкогалечными диамиктитами – зеленовато-серыми с буроватым оттенком алевролитами с ред-

кими обломками разнообразных пород старопечнинской свиты сылвицкой серии [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010]. С постепенным переходом на них залегают темно-серые аргиллиты и алевролиты перевалокской свиты, с прослоями вулканических туфов, содержащих цирконы с U–Pb-возрастом  $567.2 \pm 3.9$  млн лет [Гражданкин и др., 2011].

Нижнекерноская подсвита серебрянской серии венда сложена преимущественно среднезерни-



**Рис. 2.** Схематическая литолого-стратиграфическая колонка серебрянской серии западного склона Среднего Урала (по [Маслов и др., 2012] с изменениями); справа (врезка) фрагмент разреза керносской свиты на правом берегу р. Межевая Утка.

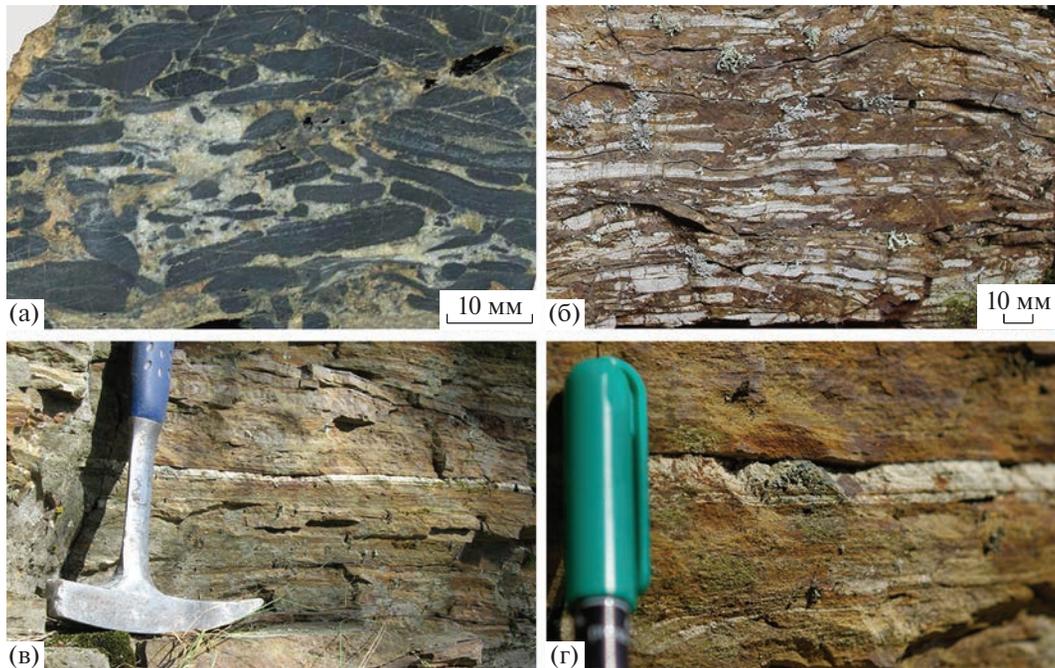
1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы; 3 – низкоуглеродистые глинистые сланцы; 4 – доломиты; 5 – тиллитовидные конгломераты; 6 – “пестроцветные” аповулканогенные сланцы; 7 – гематитизированные песчаники и алевролиты; 8 – вулканогенные породы; 9 – положение фосфоритовых брекчий в разрезе; 10 – линзы гравелита с обломками кварца, кварцита и обожренного карбоната в крупнозернистом несортированном песчанике (проба Mz10-4) (a) и линзы и прослой фосфоритовой брекчий (проба Mz10-2) (б); 11 – песчаник грубо-среднезернистый; 12 – тонкое переслаивание мелко- и тонкозернистого песчаника и алевролита; 13 – алевролит; 14–18 – слоистые текстуры (14 – косая, 15 – горизонтальная, 16 – косоволнистая, 17 – волнистая, 18 – тонкая горизонтальная); 19 – частое переслаивание различных гранулометрических типов.

Гранулометрические типы пород: Арг – аргиллит; Ал – алевролит; Тз – тонкозернистый; Мз – мелкозернистый; Сз – среднезернистый; Кз – крупнозернистый; Гр – гравелит.

Свиты: tn – таннинская; gr – гаревская; kv – койвинская; bt – бутовская; kr – керноская.

стыми зеленовато-серыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и светло-серыми или буроватыми крупнозернистыми кварцито-песчаниками, часто в переслаивании с темно-серыми глинистыми алевролитами и редкими линзами гравелитов, иногда содержащих обломки фосфорита. Отложения нижнекерносской подсвиты развиты на протяжении около 300 км от р. Сулём на юге до р. Язва на севере. Наиболее широко нижнекерносские отложения распространены в южной

части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в бассейнах рек Сылвица, Серебряная и Межевая Утка. Мощность нижнекерносской подсвиты варьирует в пределах 170–380 м. Стратотипический разрез подсвиты известен в бассейне р. Сылвица ниже устья ее правого притока р. Кернос и левого притока р. Бобровка. Разрез представлен частым переслаиванием голубовато-серых полевошпат-кварцевых песчаников с карбонатным цементом и темно-серых глинистых



**Рис. 3.** Прослой фосфоритовых брекчий керносской свиты в скальных обнажениях на левом (а) и правом (б–г) берегах р. Межевая Утка.

а – слабоокатанные плитчатые обломки фосфорита; б – фрагмент прослоя с тонкоплитчатыми неокатанными обломками фосфоритов, осветленными при выветривании, в тонкозернистом песчанике; в, г – тонкие осветленные прослойки фосфорита в тонкослоистом песчанике (г – увеличенный фрагмент фото 3в, мощность фосфоритовых слоев изменяется от 1–3 до 10 мм).

сланцев. В разрезе также присутствуют пачки (20–30 м) буровато-серых средне-крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников с линзами гравелитов. Общая мощность нижней подсвиты на р. Сыльвица оценивается в 160–200 м, а на р. Серебряная – до 240 м. Прослой, содержащие фосфоритовые брекчии и гравелиты, судя по анализу опубликованных разрезов [Аблизин и др., 1982], приурочены к средней части подсвиты.

Разрез на р. Межевая Утка, по мнению Б.Д. Аблизина с соавторами: “по характеру строения ... аналогичен керносскому разрезу по р. Сыльвица вплоть до корреляции отдельных пачек, в частности пачек зеленовато-серых глинистых сланцев с гравелитами и песчаников с бляшками фосфоритов” [Аблизин и др., 1982, с. 59].

Нами прослой фосфоритов в нижнекерносской подсвите наблюдались в обнажениях на р. Межевая Утка, в районе впадения в нее правого притока р. Тулумка (скала Глобус), и на р. Сыльвица в устье р. Кернос (скала Четыре Брата). На р. Межевая Утка разрез приурочен к западному крылу крупной опрокинутой антиклинальной складки, сминающей последовательность верхней части серебрянской серии от гаревской до керносской свит. Фосфоритоносный горизонт обнаружен в обнажениях как на левом берегу р. Межевая Утка,

в 500 м выше по течению устья р. Тулумка, так и в 1500–1700 м ниже него, на правом берегу.

В обнажении левого берега непосредственно над урезом воды наблюдается разрез общей мощностью около 16 м, приуроченный к опрокинутой на запад складке. Отложения представлены частым переслаиванием линзовидно- и косоволнистослоистых мелкозернистых песчаников и алевролитов, включающим пакет мощностью около 1.2 м с фосфоритоносными брекчиями и линзами гравелитов (см. рис. 2). Пакет содержит 5 прослоев (5–10 см) седиментационных фосфоритовых брекчий во вмещающей алевролито-песчаной толще. Брекчии сложены плотно сгруженными, плитчатыми угловатыми или слабо окатанными неправильно-округлыми обломками фосфоритов темно-серого до черного цвета; длина обломков до 2–3 см, толщина до 3–5 мм (рис. 3а).

На правом берегу р. Межевая Утка в крутых залесенных склонах наблюдается разрез мощностью около 60 м. В верхней половине разреза, в толще переслаивания зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и темно-серых глинистых алевролитов с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью, выделяется пакет с маломощными прослоями фосфоритовых брекчий, общей мощностью до 6 м. Здесь же широко проявлены текстуры микробиальных матов (слоевые текстуры

**Таблица 1.** Минеральный состав и параметры элементарной ячейки апатита из фосфоритов керносской свиты по данным рентгеноструктурного анализа

№ пробы	Фракция, мм	Минеральный состав, %						Параметры элементарной ячейки апатита, нм	
		Qtz	Cal	Pl	Ms	Chl	Ap	<i>a</i>	<i>c</i>
1001	(<0.4)	69	—	7	4	0	20	0.9362	0.6889
1001-f*	(<1.0>0.63)	17	—	4	7	0	72	0.9362	0.6887
1001a-f	(<0.63>0.4)	16	—	4	7	0	73	0.9361	0.6886
1004	(<0.4)	46	—	11	6	6	31	0.9359	0.6888
1004-f	(<1.0>0.4)	21	—	7	2	2	68	0.9359	0.6887
KS-15-2	(<0.4)	44	51	3	2	сл.	сл.	—	—
KS-15-2-f	(<0.4)	12	16	4	2	сл.	66	0.9363	0.6888

Примечание. \* — индексом -f помечены тяжелые фракции (плотность  $>2.87$  г/см<sup>3</sup>); Qtz — кварц; Cal — кальцит; Pl — плагиоклаз; Ms — мусковит; Chl — хлорит; Ap — апатит; сл. — содержание в следовых количествах.

ры сморщивания, образованные при диагенетическом обезвоживании органического вещества [Noffke et al., 2001]). Выше них в 15 м залегает мощный пласт светло-серых кварцевых песчаников, завершающий обнажение. Брекчии представлены плитчатыми (1–5 × 10–30 мм) и угловато-округлыми (диаметром от 1–2 до 5–7 мм) обломками фосфорита в глинисто-песчаном буровато-сером матриксе. На выветрелых поверхностях фосфорит светло-серый (отбеливание при окислении органики), иногда с синеватым оттенком (см. рис. 3б–г). Обломки составляют от 30 до 60% объема породы, расположены субпараллельно слоистости и представлены тонкослоистым или массивным афанитовым темно-серым фосфоритом.

Кроме брекчий в тонкослоистом песчанике обнаружены ненарушенные прослойки светло-серого фосфорита и линзовидные слойки-конкреции мощностью от 1–2 до 10 мм (см. рис. 3в, г).

В разрезе на р. Сыльвица фосфоритовые брекчии, состоящие из плитчатых и угловатых обломков неправильной формы, приурочены к аналогичным пакетам переслаивания песчаников с карбонатным цементом и глинистых алевролитов. Фосфоритовые обломки отличаются повышенным содержанием карбонатного материала. Прослойки фосфорита здесь не отмечены.

## МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Комплексному исследованию подвергнуты три образца фосфоритовой брекчии из фосфоритового алеврито-глинистого пакета (1.2 м) в разрезе на правом берегу р. Межевая Утка: 1001 — из подошвы пакета, 1002 — середины, 1004 — верхней части пакета; и три пробы из разреза на р. Сыльвица: Ks15-2, Ks15-2a, Ks15-3. В дополнение к ним изучен химический состав фосфоритовых брекчий из разреза на левом берегу р. Меже-

вая Утка, выше устья р. Тулумка (пробы Mz10-2-1, Mz10-2-2, Mz10-2-3). Геохимические пробы вмещающих фосфориты глинистых сланцев керносской свиты были отобраны из разрезов по р. Сыльвица (02Sgl-6, 02Sgl-6-10, 02Sgl-13). Линзовидные слойки-конкреции из разрезов на р. Межевая Утка изучались только в полевых условиях.

Из образцов 1001, 1002, 1004, а также Ks15-2, Ks15-2a, Ks15-3 были изготовлены петрографические шлифы для исследования в оптическом микроскопе и препараты для изучения с помощью спектроскопии рамановского рассеяния и электронно-зондового рентгеновского микроанализа. Кроме того, пробы 1001, 1004 и KS-15-2 были подвергнуты дроблению и ситованию (1 мм, 0.63 и 0.4 мм) с выделением соответствующих размерных фракций (табл. 1), а затем сепарации в бромформе (плотность — 2.87 г/см<sup>3</sup>). Из валовых проб, а также тяжелой фракции ( $>2.87$  г/см<sup>3</sup>) выполнены химический и рентгеноструктурный анализы, ИК-спектроскопия. Доля тяжелой фракции в пробе 1001 составила 13% ее общей массы, в пробе 1004 — 44%, а в пробе KS-15-2 — не более 5%.

Основной объем физико-химических исследований фосфоритов выполнен в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Уточнение фазового состава, определение типа и параметров элементарной ячейки апатитов, а также полуколичественный анализ содержания минералов с помощью расчетной программы SIROQUANT производились с помощью рентгеновского дифрактометра XRD-7000 (Shimadzu). Использовалось Cu K $\alpha$ —излучение (40 кВ, 30 мА) в области углов Вульфа-Брэгга 2 $\theta$  от 3° до 70° (аналитик О.Л. Галахова). Обогащенные фосфориты изучены также с помощью инфракрасной Фурье спектроскопии (ИКС) и дифференциально-термического анализа (ДТА). Регистрацию ИК спектров проводили в таблетках, спрессованных с

бромидом калия, с помощью однолучевого инфракрасного Фурье спектрометра Spectrum One, Perkin Elmer, в спектральном диапазоне от 450 до 1600 см<sup>-1</sup> (навеска 1 мг) и от 2200 до 4000 см<sup>-1</sup> (навеска 10 мг). Каждый спектр усреднялся по пятидесяти интерферограммам с разрешением 4 см<sup>-1</sup>. Анализ и интерпретацию данных выполнила С.В. Лепеха. Дифференциально-термический анализ выполнен на анализаторе Netzsch STA 449F5 в воздушной атмосфере в интервале температур 20–1100°C (аналитик В.Г. Петрищева).

Возбуждение рамановских спектров выполнено с использованием спектрометра Horiba LabRam HR800 Evolution (дифракционная решетка 600 штр/мм), оборудованного микроскопом Olympus BX-FM, He-Ne- (длина волны излучения 633 нм) и Ar-лазером (длина волны излучения 514 нм) в режиме конфокальной съемки с пространственным разрешением 1–3 мкм (анализ и интерпретация данных – Е.А. Панкрушина), подробности методики приведены в публикации [Крупенин и др., 2018].

Химический анализ выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах СРМ-35 и XRF 1800. Состав широкого спектра микроэлементов в обогащенной фосфоритами тяжелой фракции фосфоритовых брекчий и во вмещающих глинистых породах (пробы глинистых сланцев керносской свиты из разрезов по р. Сыльвица 02Sgl-6, 02Sgl-6-10, 02Sgl-13) изучен методом ICP-MS на масс-спектрометре Elan-9000 (Perkin Elmer). Регистрация BSE-изображений, элементный анализ выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе CAMECA SX100 при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе зонда 20 нА, диаметре электронного пучка 1–5 мкм. Содержание кислорода определялось из предположения стехиометричности состава матрицы. Анализ и интерпретацию данных выполнил Д.А. Замятин. Сравнительное изучение микроструктуры и химического состава двух образцов брекчиевидных фосфоритов из разрезов на р. Сыльвица (Ks15-1, Ks15-3) было проведено при помощи растрового электронного микроскопа JEOL JSM 6510LA с энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 в ИГГД РАН, Санкт-Петербург. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1%. Точность определения ±1%.

Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в фосфоритовых брекчиях из разреза на левом берегу р. Межевая Утка, выше устья р. Тулумка (пробы Mz10-2-1, Mz10-2-2, Mz10-2-3) изучен методом ICP-MS во ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Rb-Sr изотопная система изучена в трех образцах фосфоритовых брекчий в разрезе на р. Межевая Утка (обр. Mz10-2-1, Mz10-2-2, Mz10-2-3) и в трех образцах из разреза на р. Сыльвица

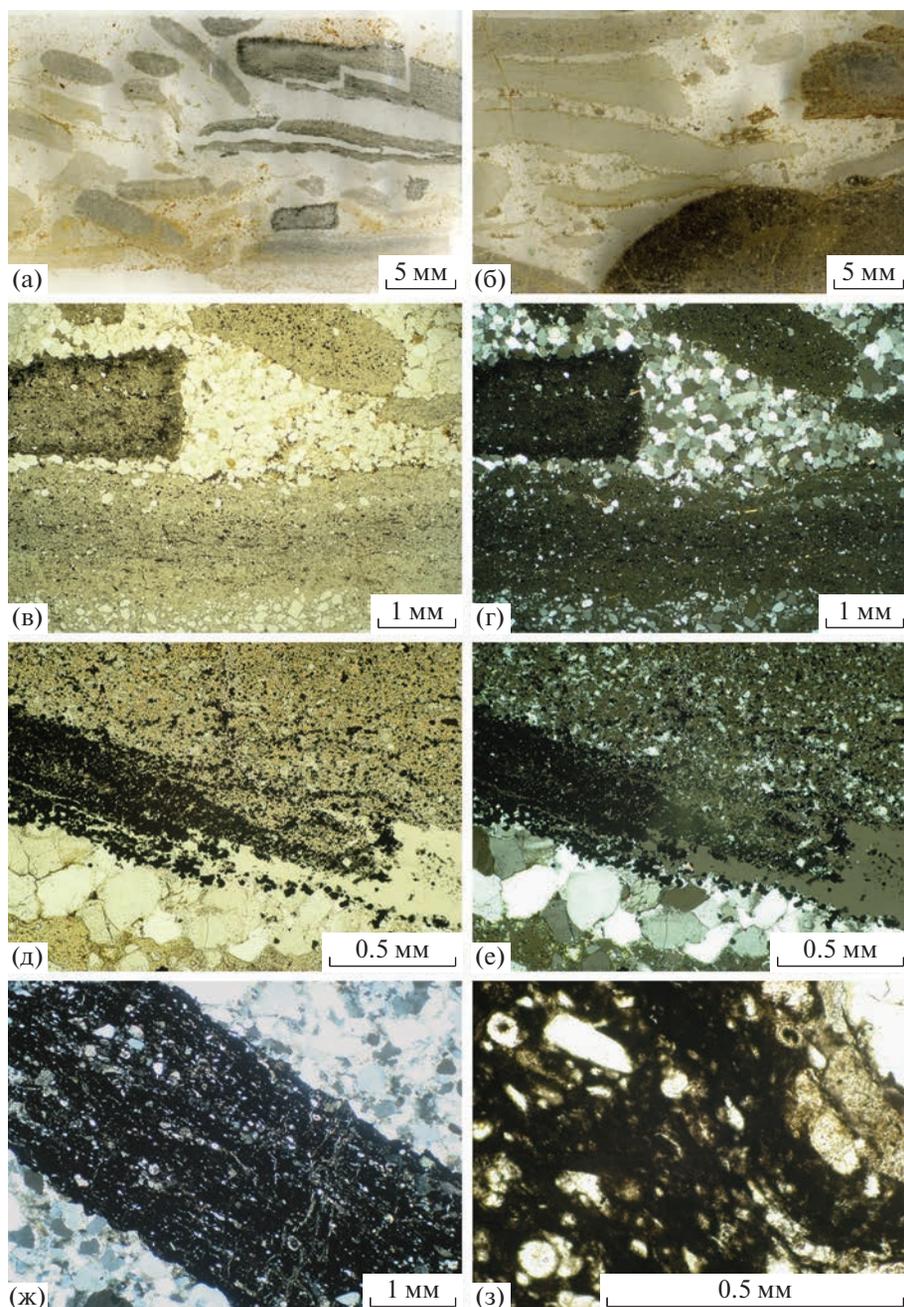
(обр. Ks15-1, Ks15-2, Ks15-3). Образец выпилен непосредственно из фосфоритового обломка. Перед химическим изучением измельченный материал был предварительно промыт в дистиллированной воде, подкисленной соляной кислотой (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Затем отмытый фосфоритовый концентрат обрабатывался 1 N раствором HCl в течение суток при комнатной температуре. При этих условиях в раствор переходит большая часть апатита. Детали химического выделения и изотопного анализа Rb и Sr описаны ранее [Овчинникова и др., 2008, 2013]. Уровень лабораторного загрязнения при выделении Rb и Sr не превышал соответственно 0.4 и 4 нг. Среднее значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в стандартном образце NIST SRM 987 составило в период работы  $0.71027 \pm 0.00001$  ( $2\sigma_{\text{средн}}, n = 9$ ).

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Микроскопическое изучение проводилось для фосфоритовых брекчий, отобранных из 6-метрового пакета алеврито-глинистых отложений разреза на правом берегу р. Межевая Утка: обр. 1001 – подошва пакета; 1002 – середина (рис. 4а); 1004 – верхняя часть (см. рис. 4б), и фосфоритовой брекчии из разреза на р. Сыльвица: обр. Ks15-2 (см. рис. 4ж, з).

Среди фосфоритовых брекчий выделяются два основных литотипа: 1) с плитчатыми обломками и 2) с угловато-окатанными обломками. Первый значительно шире распространен. Преобладающими компонентами обломков являются тонкослоистый и/или массивный бесструктурный темно-серый криптокристаллический фосфорит. Плитчатые обломки характеризуются тонкогоризонтальнослоистой микротекстурой, со слоями толщиной до 0.1 мм, вероятно, микробиальной природы. Наблюдается послойное обогащение пиритом в виде тонкой вкрапленности кубических кристаллов и их агрегатов, округлых скоплений пирита. Содержание пирита в слоях колеблется от 1 до 10% и коррелируется с количеством тонкодисперсной примеси органического вещества (ОВ), что определяется визуально – по окраске слоев, варьирующей от светло-серой до черной. Брекчии с угловато-окатанными обломками массивного криптокристаллического фосфорита, характеризуются повышенным содержанием примеси тонкодисперсного ОВ и переменным – вкрапленности кубических кристалликов и округлых (фрамбоидальных) зерен (до 0.02 мм) пирита или псевдоморфоз гетита по пириту.

В плитчатых фосфоритовых обломках присутствует до 5% мелкопесчаных и алевритовых зерен кварца, реже наблюдаются прослойки, содержащие до 30% псаммитовых обломков кварца



**Рис. 4.** Фосфоритовые обломки в полевошпат-кварцевом песчаном матриксе из прослоев брекчий, слагающих отдельные пакеты внутри керносской свиты.

а – плоские обломки, обр. 1002 (середина пакета); б – плоские и изометричные обломки, обр. 1004 (верхняя часть пакета); в, г – в разной степени окатанные обломки фосфорита с разным содержанием тонкой вкрапленности пирита, рассеянного ОВ и псаммитовой примеси, в мелкопесчаном матриксе, обр. 1002; д, е – зона наложенной густо-вкрапленной пиритизации на обломок фосфорита и вмещающий песчаник, обр. 1002; ж, з – карбонатно-фосфоритовый обломок в песчаном матриксе со спаритовым цементом (з – увеличенный фрагмент фото 4ж, фосфорит включает округлые кальцитовые остатки акантоморфных акритарх (?), иногда с черными углеродистыми ядрами); а, б, в, д, з – микрофотографии шлифов без анализатора, г, е, ж – с анализатором.

(см. рис. 4в, г, внизу). Кроме того, фосфориты насыщены чешуйками мусковита: крупными (длиной до 0.1 мм), ориентированными субпараллельно слоистости, и мелкими, расположенными хаотично. Как правило, обломки фосфоритов окружены кай-

мами агрегатов иллита толщиной 0.005–0.01 мм с ориентированным погасанием. Местами наблюдается внедрение фосфатного вещества в кварцевые псаммитовые обломки с образованием конформно-инкорпорационной структуры.

Матрикс, в котором расположены плитчатые обломки фосфорита, представлен мелкозернистым полевошпат-кварцевым песчаником с отдельными тонкими деформированными хлорит-гидрослюдистыми прослойками. Песчаник имеет конформно-регенерационную структуру. Локально между псаммитовыми зернами развит гидрослюдистый контактово-поровый цемент (интерференционная окраска от бледно-желтой до оранжево-желтой). Псаммитовый материал имеет среднюю и хорошую сортированность (размер зерен 0.05–0.3 мм, преобладающий размер – 0.1–0.2 мм), хорошую и среднюю окатанность. Преобладает кварц, присутствуют сдвойникованные плагиоклазы в качестве примеси (3%) и зерна (до 10%), состоящие из иллит-кварцевого агрегата (вероятно, глинизированный калиевый полевошпат); реже встречаются отдельные крупные чешуйки мусковита и обломки тонкозернистого фосфорита песчаной размерности. В песчаном матриксе и на границах с фосфоритовыми обломками наблюдаются тонкие деформированные слои фосфатно-гидрослюдистого состава с микроструктурными разрывными дислокациями и перекристаллизацией в виде зон развития вторичного шестоватого агрегата тонких игольчатых иллит-кварцевых прорастаний. На границах некоторых кварцевых и полевошпатовых зерен развивается иллитовая кайма с ориентированным погасанием под углом к направлению слоистости; в других случаях в контактах кварцевых зерен появляется микрогрануляция. Тонкая вкрапленность кубических кристаллов и округлых зерен пирита и псевдоморфоз по нему гетита, как правило, бывает развита в песчаниках вблизи фосфоритовых обломков, обогащенных ОВ (см. рис. 4д, е). Наблюдаемые литологические особенности позволяют предполагать в породах керноской свиты постседиментационные преобразования стадии глубинного катагенеза с элементами метагенеза.

Фосфоритовые брекчии из керноской свиты разреза на р. Сылвица отличаются от брекчий из разрезом на р. Межевая Утка повышенной карбонатностью. В матриксе первых преобладает кварцевый (реже микрокварцевый), хорошо окатанный, однако плохо сортированный материал (0.1–1.5 мм), присутствует базальный кальцитовый цемент (спарит), составляющий до 20% объема матрикса. Спарит имеет мозаичную структуру с размером зерен 0.2–0.4 мм, для которых характерно полисинтетическое двойникование. В спарите наблюдается реликтовая псаммитовая структура, что позволяет предполагать калькарирование (т.е. седиментационное) происхождения карбонатного вещества и его более позднюю перекристаллизацию. Между песчаными зернами кварца не наблюдается инкорпорации. В то же время отмечаются признаки частичного раство-

рения (микрозубчатые контакты) кварцевых зерен в участках с фосфоритовым цементом.

В фосфоритах наблюдаются биоморфные образования. В фосфоритовых обломках брекчий из разрезом на р. Межевая Утка, обнаружены мелкие (диаметром 0.1 мм и менее) округлые выделения, сложенные агрегатами аутигенного кварца с микрокварцевой структурой. Подобные округлые образования встречаются и в обломках тонкозернистых фосфоритов из брекчий, отобранных в разрезе на р. Сылвица (см. рис. 4ж, з). Здесь округлые и трубчатые (длиной 0.03, диаметром 0.1 мм) образования, похожие на остатки водорослей (акантоморфиты?), сложены агрегатами мелкозернистого кальцита, иногда с “ядрами” черного цвета с примесью тонкодисперсного ОВ (присутствие углерода подтверждено данными рамановской спектроскопии).

### МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВЫХ БРЕКЧИЙ

Валовые пробы фосфоритовых брекчий и тяжелая фракция, полученная с использованием бромформа (обогащенная фосфоритовым материалом), были изучены рентгеноструктурными методами с целью полуколичественной оценки содержания минералов-примесей в фосфоритах и определения параметров элементарной ячейки апатита (см. табл. 1). В минеральном составе всех валовых проб преобладает кварц, фосфатные минералы составляют 20–30%; в виде примеси присутствуют альбит, диоктаэдрическая слюда (мусковит) и хлорит. В составе тяжелых фракций содержание фосфатных минералов увеличивается до 66–73%. По общему виду дифракционной картины и параметру элементарной ячейки  $a$ , варьирующему от 0.9359 до 0.9363 нм, минеральный состав фосфорита всех изученных проб близок соответствующему фторапатиту [Andreev, 1994 и др.].

Следует указать, термин “фосфорит” применяется в данной публикации при обсуждении типов осадочных пород [Бушинский, 1966; Mc-Arthur, 1978; Блисковский, 1983; Батулин, Савенко, 1985]. Термин “апатит” используется для характеристики минерала апатита в различных его модификациях в зависимости от входящих в кристаллическую решетку изоморфных примесей. Катионы, изоморфно замещающие  $\text{Ca}^{2+}$ , могут быть представлены  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ce}^{3+}$ ,  $\text{La}^{3+}$ ,  $\text{Y}^{3+}$ , а анионы –  $\text{F}^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  [Pasero et al., 2022].

Изучение фосфоритов в полированных шлифах с помощью спектроскопии рамановского рассеяния показало постоянное присутствие узких мод с устойчивым положением  $\nu_1\text{-PO}_4^{3-}$  около  $965\text{ см}^{-1}$  (рис. 5а–г) с низкими значениями шири-

**Таблица 2.** Спектральные параметры рамановской моды  $\nu_1(\text{PO}_4)$  в апатитах из фосфоритов керносской свиты

№ пробы	Положение, $\text{см}^{-1}$	Ширина, $\text{см}^{-1}$
1001	$964.8 \pm 0.5$	$2.1 \pm 0.5$
1002	$966.3 \pm 0.5$	$1.9 \pm 0.4$
1004	$965.5 \pm 0.4$	$1.1 \pm 0.3$
Ks15-3	$966.5 \pm 0.8$	$1.5 \pm 0.3$
Ks15-2	$966.6 \pm 0.8$	$0.7 \pm 0.2$
Ks15-2a	$966.9 \pm 0.6$	$1.8 \pm 0.6$

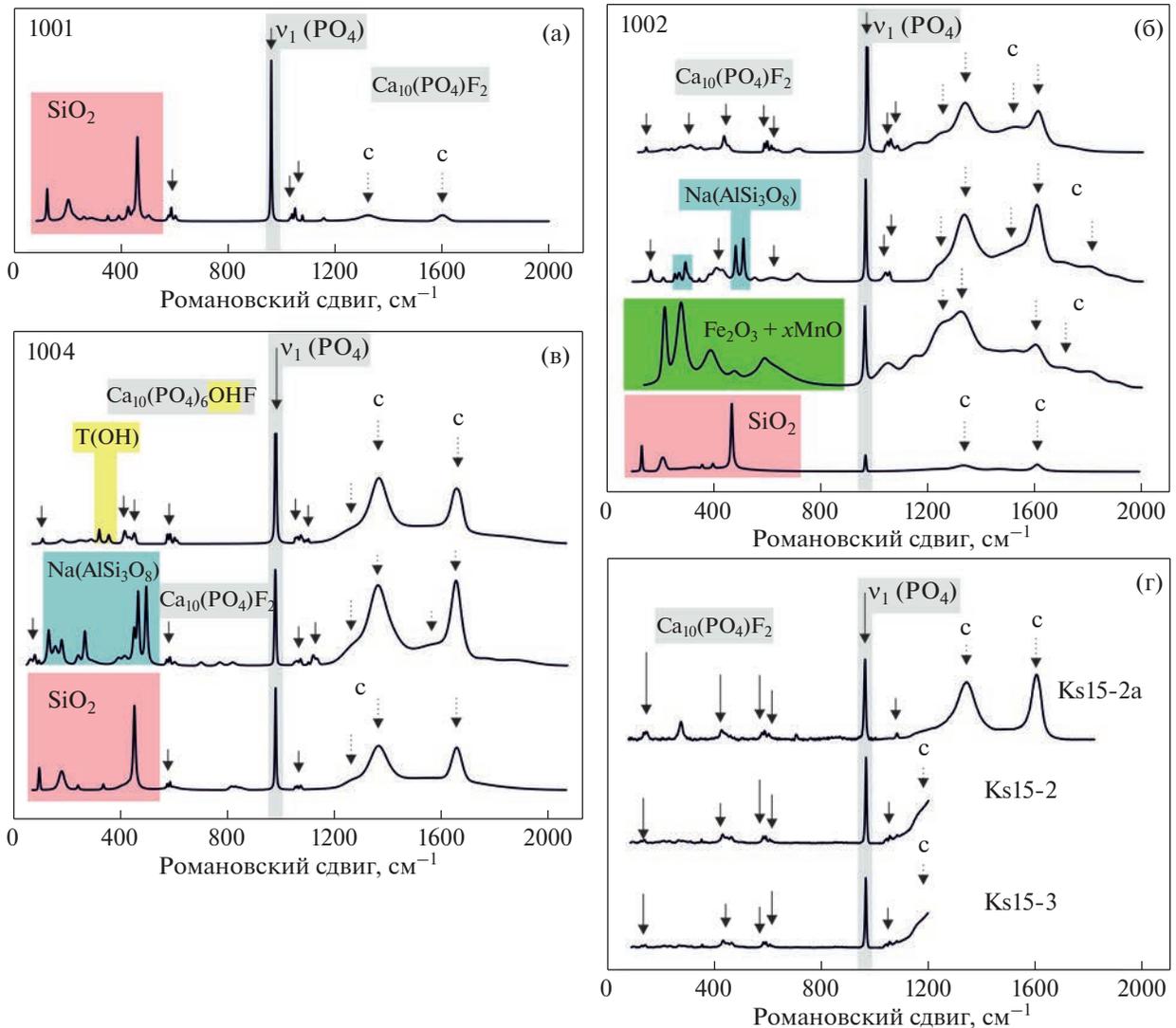
ны на полувысоте (Full Width at Half Maximum, FWHM) в интервале 2–4  $\text{см}^{-1}$  (табл. 2). Все полученные данные отвечают фторапатиту, для которого, согласно работе [Thomas et al., 2011], спектральные параметры могут варьировать от 1 до 2 и от 963 до 966  $\text{см}^{-1}$  (FWHM и положение соответственно). В пробе 1004, отобранной в кровле фосфоритоносного пакета, локально диагностирован гидроксифторапатит  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH},\text{F})_2$  по характеристическим колебаниям связи О–Н около 300  $\text{см}^{-1}$  (см. рис. 5в) [O'shea et al., 1974], в то время как в пробах из основания и средней части пакета – признаков присутствия гидроксильной группы в апатите не отмечено. В составе суперпозиционных рамановских спектров фосфоритов подтверждено присутствие характеристических мод апатита и углерода (С) (в диапазоне 1200–1800  $\text{см}^{-1}$ ), кварца, альбита, пирита, а также пигмента, состоящего из гидроокислов железа и марганца (100–900  $\text{см}^{-1}$ ), вероятно, связанного с псевдоморфозами лимонита по пириту. Определение выполнено с использованием электронной базы данных <https://gruff.info/> и KnowItAI™, встроенной в программное обеспечение спектрометра. При возбуждении рамановского рассеяния, в пробах Ks15-3, Ks15-2, Ks15-2a регистрируются суперпозиционные спектры  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$  и С (см. рис. 5г). Характеристические моды карбонат-иона не регистрируются, несмотря на высокое содержание кальцита в фосфатной брекчии.

Инфракрасные спектры в диапазоне 450–1600  $\text{см}^{-1}$  отражают колебания фосфатной решетки апатита (~570, 605, 1050  $\text{см}^{-1}$ ), при этом пик ~1095  $\text{см}^{-1}$  является характеристическим для фторапатита [Baddiel, Vergu, 1966] (рис. 6). Наличие полос 1430 и 1454  $\text{см}^{-1}$  указывает на присутствие карбонат-ионов [Shimoda et al., 1990], замещающих ортофосфорную группу (замещение В-типа). Оценка содержания  $\text{CO}_3^{2-}$  в фосфоритах без кальцита выполнена с использованием подхода и калибровочной зависимости из работы [Grunewald et al., 2014] и не превышает 0.8 мас. %. Для образца Ks15-2-f оценка содержания карбонат-иона в решетке апатита стала возможна только после вы-

читания нормированного ИК спектра чистого кальцита и составила 4.1 мас. % (табл. 3). Две перекрывающиеся полосы 778 и 798  $\text{см}^{-1}$  являются характеристическими для кварца.

Регистрация ИК спектров фосфоритов от 2200 до 4000  $\text{см}^{-1}$  при увеличении навески порошковой пробы в 10 раз (см. рис. 6, область 2) позволила выявить полосы колебаний 2850–3000  $\text{см}^{-1}$ , характерные для метильных и метиленовых групп в алифатических соединениях. Последние характерны именно для докембрийских образований [Юдович, 2007]. Широкий пик 3400  $\text{см}^{-1}$  колебаний О–Н групп указывает на присутствие в образцах неструктурной воды [Rehman, Bonfield, 1997].

По данным термического анализа, тяжелые фракции, обогащенные фосфоритом, показывают ряд эндо- и экзотермических пиков и потери массы при нагреве до 1100°C от 1.14 до 8.12% (см. табл. 3). Во всех пробах отмечены эндопики до 200–215°C, связанные с потерей низкотемпературной воды; изменение массы ( $\Delta m$ ) составило от 0.15 до 1.0%. В интервале 200–400°C во всех пробах происходит выгорание рассеянного органического вещества с потерями массы 0.3–0.8% (сопровождается осветлением отожженного порошка). В пробах 1001-f, 1001a-f и Ks15-2-f в интервале 400–700°C выгорает пирит, составляющий 1–2%. В этом же интервале температур (400–700°C) только в пробе 1004-f фиксируется эндотермический пик, предполагающий диссоциацию группы  $(\text{OH})^-$ , вероятно, из анионной части гидроксилфторапатита. В интервале 700–1000°C эндотермический пик указывает на потери при диссоциации карбонат-иона: 0.7–0.8% для разных фракций пробы 1001 и 0.04% для пробы 1004-f. Эти данные подтверждают сделанный по ИК спектрам вывод о присутствии небольшого количества карбонат-иона, изоморфно связанного с  $(\text{PO}_4)^{3-}$  (замещение В-типа), в составе указанных проб и позволяют отнести их к фторкарбонатапатиту. В пробе Ks15-2-f аналогичный эндопик при 540–1000°C связан с разложением 15 мас. % кальцита. В интервале 900–1100°C отмечен небольшой эндотермический пик, сопровождаемый потерями массы 0.16–0.36%, и только в пробе 1004-f потери составляют 0.05%. Вероятно, этот эффект связан с высокотемпературным испарением фтора из апатита. Причем, самые низкие потери связаны с пробой 1004-f, в которой обнаружено максимальное количество гидроксил-иона. Можно предположить, что в анионной группе этого апатита произошло максимальное замещение фтора на гидроксил-ион.



**Рис. 5.** Экспериментальные суперпозиционные рамановские спектры в пробах 1001 (а), 1002 (б), 1004 (в), Ks15-2а, Ks15-2, Ks15-3 (г).

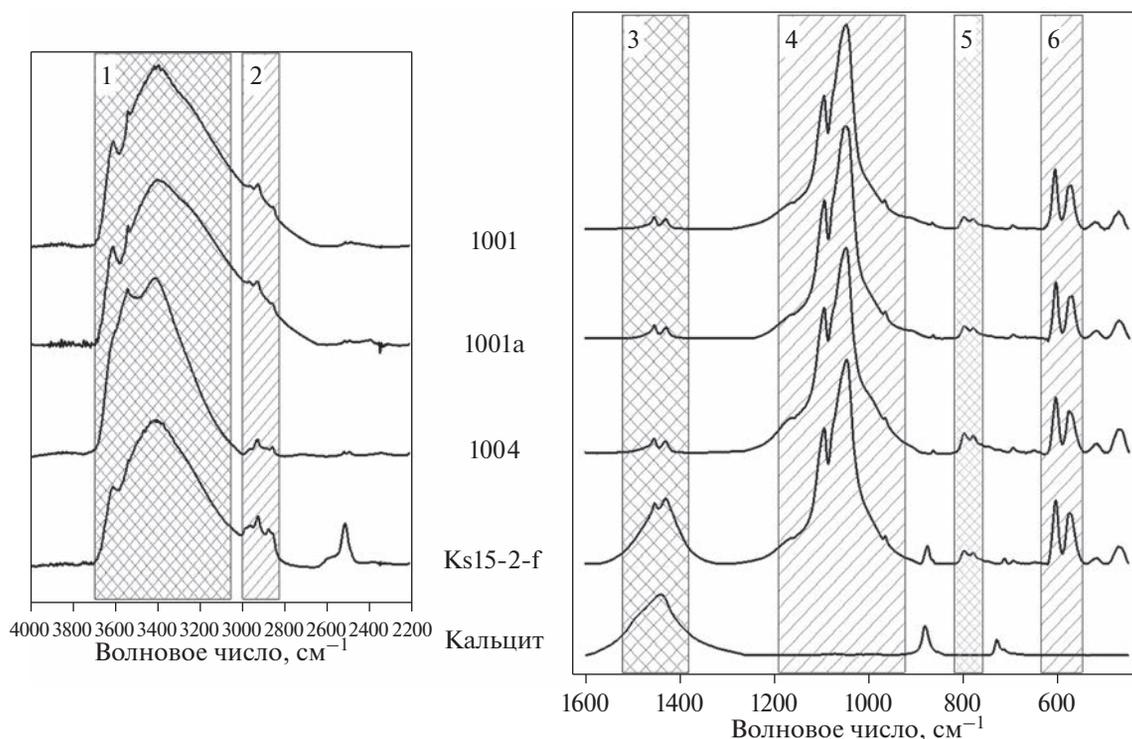
Сплошная стрелка – моды, характеризующие колебания тетраэдрических группировок F-апатита; серым выделено характеристическое колебание  $\nu_1(\text{PO}_4)$  в апатите, желтым – характеристические колебания связи O–H в смешанном  $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F})_2$ ; пунктирная стрелка – характеристические моды углерода; голубым обозначены колебания тетраэдрических группировок альбита ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ), розовым – колебания кварца ( $\text{SiO}_2$ ), зеленым – колебания  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + x\text{MnO}$ .

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТОВ

Химический состав валовых проб, содержащих обломки фосфоритов (табл. 4), отражает заметное количество кварца и глинистого алюмосиликатного материала (высокие содержания кремнезема и глинозема в пробах), а также подтверждает присутствие альбита ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) и слюды ( $\text{K}_2\text{O}$ ), установленное другими методами. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в валовых пробах достигает 10 мас. %. В тяжелой фракции пробы 1004, обогащенной фосфоритом, содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  возрастает в 2 раза, а  $\text{CaO}$  – более чем в 2 раза, соответственно уменьшаются концентрации  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Это

подтверждает данные рентгенофазового анализа об увеличении количества апатита в обогащенных пробах.

Изучение микроструктуры и особенностей химического состава фосфоритов из разрезов на р. Межевая Утка на электронно-зондовом рентгеновском микроанализаторе осуществлялось в тех же областях полированных шлифов 1001, 1002 и 1004, в которых были сняты рамановские спектры. Фосфорит образует базальный бесструктурный криптокристаллический цемент, в котором расположены отдельные обломки терригенных минералов различной размерности, от мелкопсаммитовой до пелитовых глинистых частиц, а также



**Рис. 6.** Инфракрасные Фурье спектры фосфоритов (номера проб указаны соответственно спектрам) в двух значимых диапазонах  $450\text{--}1600\text{ см}^{-1}$  и  $2200\text{--}4000\text{ см}^{-1}$  для разных навесок. Спектр чистого кальцита (нижний справа) приведен для наглядного представления состояния карбонат-ионов в пробе Ks 15-2. Значения заштрихованных областей ИК спектров соответствуют: 1 –  $\nu(\text{H}_2\text{O})$ ; 2 –  $\nu(\text{CH})$ ; 3 –  $\nu(\text{CO}_3)$ ; 4 –  $\nu(\text{PO}_4)$ ; 5 –  $\nu(\text{SiO}_2)$  кварц; 6 –  $\nu(\text{PO}_4)$ .

зерна пирита (рис. 7). Обломки представлены преимущественно кварцем, реже альбитом и калишпатом, удлиненными чешуйками обломочного мусковита. Аутигенные выделения тонкозернистого пирита и псевдоморфоз по нему гидроксидов железа, реже таблитчатых кристаллов рутила рассеяны в фосфорите. Пирит выделяется в зернах фрамбоидального строения размером не более 3 мкм и их гроздьевидных скоплениях (см. рис. 7а), а также в виде кубических кристаллов со стороны размером до 20 мкм. Часто пирит приурочен к границам кварцевых обломков с фосфатным цементом (см. рис. 7б). Обычно выделения пирита окружены тонкой каймой терригенного (глинистого?) материала без фосфатного цемента. В фосфоритовом цементе около контактов с обломками кварца и альбита развиваются идиоморфные кристаллы апатита размером до 10 мкм (точки 7, 8, 9, см. рис. 7б, точки 5, 6, см. рис. 7в). В результате контакт представляет собой зубчатую поверхность, образованную мелкими, в первые микроны кристаллами апатита, корродирующими поверхность кварцевых зерен (см. рис. 7). Терригенные чешуйки слюды не подвержены коррозии (точка 7, см. рис. 7в) так же, как и идиоморфные зерна рутила.

Таким образом, микроанализ позволил выделить первичный скрытокристаллический апатит и вторичный апатит, образованный в результате перекристаллизации первичного, с размером кристаллов 1–10 мкм. Иногда последний образует участки, лишенные терригенной примеси, без выраженных кристаллографических очертаний (см. рис. 7г).

Количественный микроанализ показал различия состава первичного фосфорита – апатитового агрегата с рассеянными в нем терригенно-глинистыми частицами, и вторичного апатита, образующего чистые от механических примесей кристаллы.

Выделенные по форме проявления и химическому составу группы первичных и вторичных апатитов различаются по ряду параметров. Вторичный, хорошо окристаллизованный апатит характеризуется более высоким содержанием фосфора, кальция, фтора и стронция, по сравнению с первичным апатитом, образующим скрытокристаллические агрегаты, содержит сравнительно низкие концентрации железа, глинозема, кремнезема,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .

Для подтверждения существования двух групп апатитов, предлагается сравнить средние значе-

**Таблица 3.** Результаты термического анализа фосфоритов керносской свиты с оценкой содержания  $\text{CO}_3^{2-}$  по данным ИК спектроскопии

1001-f*			1001a-f			1004-f			Ks15-2-f		
эндо/%	экзо/%	фаза	эндо/%	экзо/%	фаза	эндо/%	экзо/%	фаза	эндо/%	экзо/%	фаза
35–215**/ –1.0		nH <sub>2</sub> O	35–215/ –1.03		nH <sub>2</sub> O	35–215/ –0.15		nH <sub>2</sub> O	35–200/ –0.29		nH <sub>2</sub> O
	215–388/ –0.7	ОВ		215–388/ –0.7	ОВ		200–400/ –0.27	ОВ		200–380/ –0.61	ОВ
	388–494– 700/ –0.28 + + 0.22	Pу		388–493– 700/ –0.33 + + 0.18	Pу	400–700/ –0.62		(OH) <sup>–</sup>		380–540/ –0.40	Pу
700–980/ –0.76		(CO <sub>3</sub> ) <sup>2–</sup>	700–970/ –0.68		(CO <sub>3</sub> ) <sup>2–</sup>	700–900/ –0.04		(CO <sub>3</sub> ) <sup>2–</sup>	540–1000/ –6.65		(CO <sub>3</sub> ) <sup>2–</sup> Cal
980–1100/ –0.36		F?	970–1100/ –0.36		F?	900–1100/ –0.05		F?	1000–1100/ –0.16		F?
35–1100/–2.88			35–1100/–3.04			35–1100/–1.14			35–1100/–8.12		
0.62***			0.71			0.51			4.10		

Примечание. \* – номера образцов в первой строке соответствуют номерам в табл. 1; \*\* – в числителе указана температура (°C) начала и конца эффекта, в знаменателе – потеря или прирост массы ( $\Delta m$ ); nH<sub>2</sub>O – низкотемпературная вода; ОВ – органическое вещество; Pу – пирит; (OH)<sup>–</sup> – гидроксил-ион в составе апатита; (CO<sub>3</sub>)<sup>2–</sup> – карбонат-ион в изоморфной связи с (PO<sub>4</sub>)<sup>3–</sup> (замещение В-типа); Cal – кальцит; F(?) – фтор; \*\*\* – оценка содержания  $\text{CO}_3^{2-}$  в апатите по данным ИК Фурье спектроскопии (мас. %).

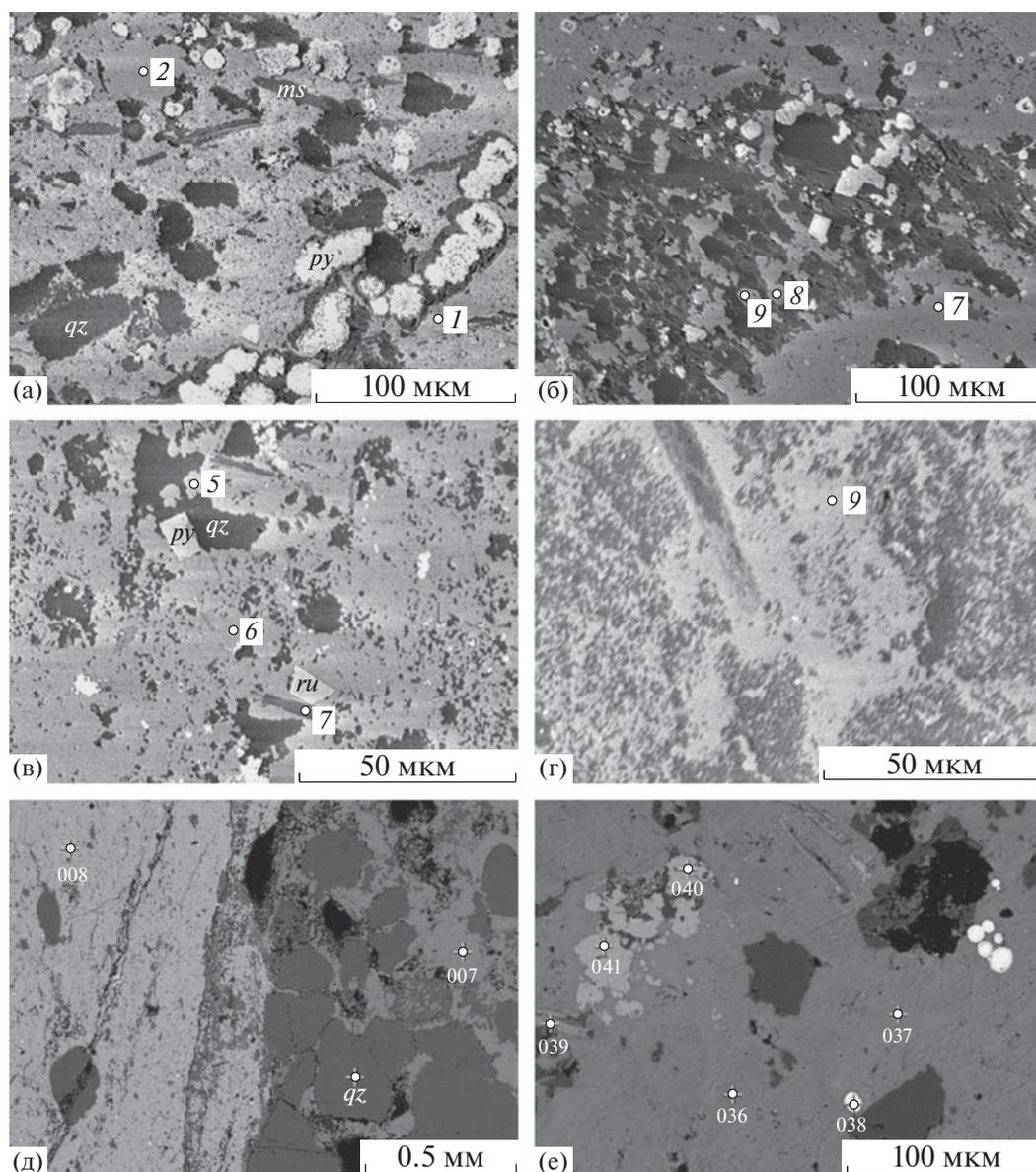
**Таблица 4.** Химический состав фосфоритовых брекчий керносской свиты, мас. %

№ п/п	№ пробы	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>1</sup>	ППП хим.	Сумма
1	1001	0.64	0.07	4.24	64.00	9.81	1.00	10.67	0.135	0.014	6.46	2.9	99.94
2	1004-a	1.04	1.15	8.96	54.50	10.44	1.58	15.44	0.339	0.043	4.59	1.9	99.97
3	1004-f	0.89	0.89	4.77	32.50	21.65	0.64	33.98	0.126	0.015	2.92	1.0	99.38
4	KS-15-2	0.35	0.77	1.96	38.15	0.29	0.37	32.50	0.087	0.040	1.41	24	99.92

ния содержания химических компонентов с учетом стандартных отклонений. Из табл. 5 видно, что первичные и вторичные апатиты различаются, прежде всего, по содержанию FeO (средние значения и величины стандартного отклонения составляют в мас. % соответственно 4.75 и 2.36 – для первичных и 0.41 и 0.3 – для вторичных), а также по содержанию CaO (аналогичные параметры 50.01 и 3.71 – для первичных, 55.5 и 1.14 – для вторичных). Для этих компонентов не наблюдается перекрытия полей средних значений с учетом стандартного отклонения. Лишь незначительное перекрытие (0.10 мас. %) наблюдается для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (средние значения и стандартное отклонение 0.66 и 0.47 – для первичных, 0.16 и 0.13 – для вторичных апатитов), а также для SrO (перекрытие составляет 0.06 мас. %, при средних значениях и величинах стандартного отклонения 0.17 и 0.05 – для первичных, 0.24 и 0.08 – для вторичных апатитов). Несколько большее перекрытие полей стандартных отклонений от средних значе-

ний в группах первичных и вторичных апатитов отмечается для фтора (перекрытие составляет 0.37 мас. %, аналогичные параметры – 3.35 и 0.40, 3.62 и 0.30) и фосфорного ангидрита (перекрытие составляет 1.07 мас. %, аналогичные параметры – 36.77 и 1.97, 38.98 и 1.31). При этом следует отметить, что указанные для указанных компонентов (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F, SrO) величины максимальных погрешностей измерения (см. табл. 5) сопоставимы по величине с перекрытием полей стандартных отклонений от средних значений.

Концентрации P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> во вторичных апатитах ни в одном случае не достигают стехиометрических значений для фторапатита с формулой Ca<sub>10</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>6</sub>F<sub>2</sub> (42.26%), лишь в двух точках измерения значения фосфора доходят до 41%. В то же время концентрации CaO в кристаллах апатита, в некоторых случаях, даже превышают стехиометрическое значение (55.56%), достигая 56.16–57.57%. Значения индикаторного отношения F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в обеих группах варьируют в интервале



**Рис. 7.** Микроструктуры фосфоритов керноской свиты из разрезов по р. Межевая Утка (а–г) и по р. Сылвица (д, е), BSE изображения.

а – образец 1002, обл. 16 базальный фосфоритовый цемент обломков из брекчий (светло-серое) с фрамбоидальными выделениями пирита (белое), чешуйками обломочной слюды (*ms*) и корродированными алевритовыми зернами кварца (*qz*, темно-серое), первичный фосфорит (участок вокруг точки 1) насыщен тонкодисперсным терригенно-глинистым материалом, вторичный фосфорит (участок вокруг точки 2) имеет кристаллографические очертания и совершенно однороден по составу; б – образец 1002, обл. 14 линзовидное скопление алевритовых кварцевых обломков (темный участок в центре) в фосфоритовом цементе, кубические кристаллы пирита приурочены к периферии линзы, аутигенные идиоморфные кристаллы апатита развиваются между терригенными обломками (точки 7, 8, 9); в – образец 1004, обл. 8 фосфоритовый цемент корродирует кварцевые обломки с образованием зубчатого контакта, но не затрагивает чешуйки слюды (точка 7) и идиоморфного рутила (*ru*), идиоморфные кристаллы вторичного апатита (точки 5, 6) развиваются в контактах с терригенными зернами; г – массивные участки вторичного апатита в базальном цементе фосфоритовых обломков; д – образец Ks15-1\_1, слева – бесструктурный фосфорит (008), справа – мелкозернистый кварцевый (*qz*) песчаник с базально-поровым кальцитовым (007) цементом; е – образец Ks15-3\_3-2, тонкозернистый фосфорит (041, 041) в кальцитовом спарите (036, 037) с включениями хлорита (039), в правой части – сферолитовые микроконкреции пирита.

Номера точек на фото соответствуют точкам анализа (см. табл. 5, второй столбец); обл. – область анализа, номер соответствует области анализа (см. табл. 5, первый столбец).

Таблица 5. Химический состав апатита в фосфоритовых брекчиях керносской свиты по данным микрозондового анализа (мас. %)

Проба—область	Точка	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	F	Cl	SrO	K <sub>2</sub> O	Общая сумма	F/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
А – первичный фосфорит																
1001-1-1	5	4.47	36.06	0.1	0.35	6.06	0.04	0.08	45.6	0.03	3.52	0.03	0.12		96.63	0.098
1001-1-1+	6	2.39	37.1	0.09	1.16	4.94	0.1	0.17	47.86	0.03	3.12	0.02	0.16		97.15	0.084
1001-1-4	9	2.61	37.85	0.09	0.35	5.05	0.01	0.08	48.84	0.06	3.43	0.03	0.13	0.08	98.63	0.091
1001-8-8	14	0.26	37.16	0.1	0.25	4.58	0.03	0.08	51.82	0.03	3.87	0.04	0.11	0.06	98.44	0.104
1001-8-10	16	0.22	40.71	0.05	0.11	2.04	0.05	0.02	54.08	0	2.87	0	0.26	0.03	100.57	0.070
1004-14-11	30	2.67	35.3	0.04	0.47	3.25	0.04	0.91	55.29	0.05	3.53	0.03	0.16	0.14	101.88	0.100
1002-16-1	31	2.34	33.44	0.15	1.4	10.13	0	0.15	44.2	0.03	2.79	0.01	0.23	0.43	95.37	0.083
1002-5-3	33	0.17	37.13	0.08	0.6	3.84	0.01	0.05	50.8	0.07	3.92	0.06	0.14	0.04	97.01	0.106
1002-11-6	36	2.25	36.21	0.05	1.21	2.9	0	0.14	51.64	0.08	3.14	0.03	0.18	0.29	98.24	0.087
	*	0.06	0.7	0.04	0.05	0.2	0.2	0.04	0.7	0.04	0.12	0.02	0.08	0.03		
	**	0.12	0.7	0.04	0.06	0.4	0.2	0.05	0.7	0.04	0.25	0.02	0.08	0.03		
Среднее	9	1.93	36.77	0.08	0.66	4.75	0.03	0.19	50.01	0.04	3.35	0.03	0.17	0.15	98.21	0.091
	***	1.45	1.97	0.03	0.47	2.36	0.03	0.28	3.71	0.02	0.40	0.02	0.05	0.15	2.01	
Б – вторичный фосфорит																
1001-1-3	8	0.66	41.06	0	0.26	0.51	0	0.02	54.63	0	3.49	0	0.35	0.15	101.15	0.085
1004-1-1	19	1.78	38.01	0.15	0.15	0.24	0	0.05	57.18	0.05	3.32	0.02	0.17	0.03	101.16	0.087
1004-5-2	20	1.52	37.54	0.06	0.16	0.06	0.01	0.05	56.57	0.05	3.82	0.03	0.18	0.04	100.32	0.102
1004-7-3	21	0.38	37.86	0.01	0.16	0.69	0	0.19	56.3	0.03	3.81	0.02	0.17	0.02	99.71	0.101
1004-7-4	22	0.49	36.96	0.19	0.03	0.29	0	0	54.72	0.06	3.72	0.04	0.15	0.01	96.82	0.101
1004-8а-5	23	4.49	37.85	0.23	0.22	0.39	0.07	0.07	53.41	0.05	3.57	0.03	0.22	0.09	100.79	0.094
1004-8а-6	24	0.56	39.54	0.08	0.01	0.39	0	0.02	56.41	0.02	3.69	0.03	0.2	0.01	100.97	0.093
1004-10-8	26	0.38	38.63	0.03	0.34	0.31	0	0.09	56.16	0.03	3.96	0.02	0.16	0.04	100.22	0.103
1004-12-9	27	0.04	39.64	0.91	0.01	0.41	0	0.02	54.76	0.06	3.72	0.04	0.22	0.01	99.84	0.094
1004-13-10	29	3.09	38.24	0.03	0.22	0.16	0	0.04	54.46	0.08	4.07	0.02	0.14	0.07	100.66	0.106
1002-16-2	32	0	40.72	0.02	0.04	0.83	0.06	0	54.64	0	3.44	0.01	0.42	0.03	100.4	0.084
1002-5-4	34	0.48	38.75	0.02	0.46	0.5	0	0.03	57.4	0.01	3.31	0.02	0.27	0.11	101.37	0.085
1002-11-5	35	0.27	40.35	0.03	0.03	0.12	0	0	54.88	0	3.16	0	0.31	0	99.19	0.078
1002-14-7	37	0.17	38.7	0.03	0.22	1.23	0	0.01	54.69	0	4.12	0.02	0.24	0.06	99.55	0.106
1002-14-8	38	0.16	41.23	0.01	0.05	0.26	0.05	0	55.31	0.01	3.45	0	0.23	0.11	100.91	0.084
1002-14-9	39	0.92	38.64	0	0.13	0.2	0.03	0	56.49	0	3.22	0	0.36	0.16	100.26	0.083
	*	0.06	0.7	0.04	0.05	0.2	0.2	0.04	0.8	0.04	0.14	0.02	0.07	0.03		
	**	0.06	0.7	0.04	0.06	0.2	0.2	0.04	0.8	0.04	0.25	0.02	0.08	0.03		
Среднее	16	0.96	38.98	0.11	0.16	0.41	0.01	0.04	55.50	0.03	3.62	0.02	0.24	0.06	100.21	0.093
	***	1.23	1.31	0.22	0.13	0.30	0.02	0.05	1.14	0.03	0.30	0.01	0.08	0.05	1.10	
В – фосфорит бесструктурный																
Ks15-1-1	008	0.37	42.2	0	0	0	0	0	54.37	0	3.05	0	0	0	99.99	0.072
Ks15-1-4	027	1.33	42.46	0	0.38	0	0	0	52.97	0	2.8	0.1	0	0	99.99	0.066
Ks15-3-2-1	018	0	42.49	0	0	0.4	0	0	54.54	0	2.56	0	0	0	100	0.060
Ks15-3-3-2	040	1.16	41.5	0	0.54	0.77	0	0	53.37	0	2.66	0	0	0	100	0.064
Ks15-3-3-2	041	1.18	41.79	0	0.36	0.46	0	0	52.94	0	3.27	0	0	0	100	0.078
Среднее	5	0.81	42.09	0	0.26	0.33	0	0	53.64	0	2.87	0.01	0	0	100.00	0.068

Примечание. А, Б – (Samea SX100) Екатеринбург; В – (Jeol) Санкт-Петербург; \* – предел обнаружения; \*\* – максимальная погрешность; \*\*\* – стандартное отклонение.

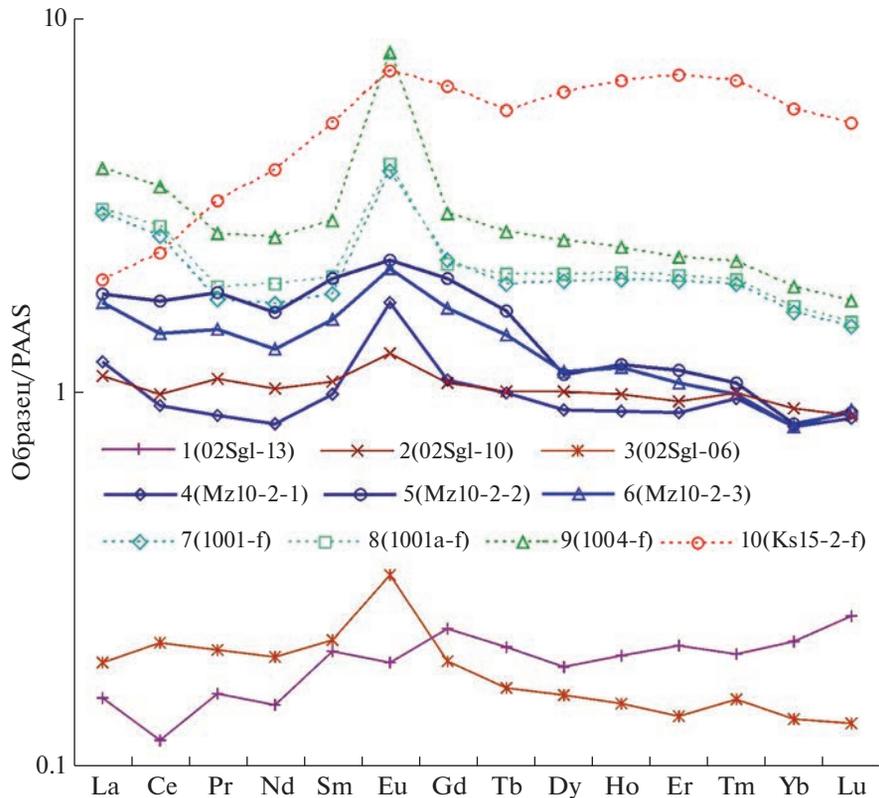
значений 0.070–0.106 с одинаковыми средними значениями около 0.09.

Сравнительное изучение двух образцов брекчиевидных фосфоритов керносской свиты из разрезов на р. Сылвица на микрозондовом анализаторе при относительно малом увеличении (масштабная линейка 0.5 мм) показало, что фосфорит представляет собой массивный агрегат с рассеянными в нем терригенными компонентами: алевритовыми зёрнами кварца и полевого шпата, чешуйками слюды, реже хлорита, рутила. Кроме того, в составе алевро-песчаного матрикса присутствует кальцит, местами формирующий базальный цемент (см. рис. 7д). В последнем отмечаются как новообразования криптозернистого фосфорита, так и сферолиты концентрически зонального и фрамбоидального пирита размером в десятки микрон. При еще большем увеличении (масштабная линейка 0.1 мм) проявляется микрозернистая структура фосфатного вещества, цементирующего терригенные компоненты, которая формирует микрорубчатые контакты с кварцевыми зёрнами (см. рис. 7е). Кальцит имеет повышенное содержание железа и марганца (FeO – в среднем 0.48% при колебаниях от 0 до 1.06%, MnO – в среднем 0.18% при колебаниях от 0 до 0.59%) при довольно низкой магнезиальности (MgO – в среднем 0.46% при колебаниях от 0 до 1.69%). Вероятно, это отражает диагенетическое образование карбонатного цемента в аноксидных условиях. Общеизвестно, что в восстановительной среде диагенеза железо и марганец активно включаются в минералообразование [Холодов, 2006 и др.] Хлорит представлен магнезиально-железистой разновидностью с преобладанием железа над магнием (FeO в среднем 30.38%, MgO – 13.88%). Состав фосфорита на р. Сылвица отличается от апатита из разрезов на р. Межевая Утка (см. табл. 5): по составу он ближе ко второй группе вторичных апатитов с невысокими содержаниями SiO<sub>2</sub> и FeO (среднее 0.81 и 0.33% соответственно), как, впрочем, и других примесей, но устойчиво высоким содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и CaO (среднее 42.09 и 53.64% соответственно). При этом содержание фтора понижено (среднее 2.87%), что отражается в снижении F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0.068.

#### *Данные по распределению P3Э в фосфоритах*

Данные по распределению P3Э в фосфоритах и вмещающих алеврито-глинистых сланцах керносской свиты приведены в табл. 6. Отмечаются высокие значения суммы P3Э (446–615 г/т) в обогащенных апатитом тяжелых фракциях по сравнению с обломочными фосфоритами серии проб Mz-10-2 (178–318 г/т) и вмещающими алеврито-глинистыми сланцами (37–189 г/т). При нормировании на хондрит, спектры распределения P3Э изученных фосфоритов имеют типичное распре-

деление, с постепенным снижением концентраций лантаноидов от La к Lu (величина La/Yb варьирует от 20 до 30), что соответствует минералогическому контролю для кальцийсодержащих минералов – легкие лантаноиды имеют наиболее близкий к катиону Ca<sup>2+</sup> эффективный ионный радиус, который постепенно уменьшается в ряду La–Lu. Соответственно, в этом ряду постепенно уменьшаются концентрации лантаноидов [Вау, Moeller, 1992], хотя в апатитах из магматических пород присутствуют и противоположные типы распределения [Веа, 1996]. Аналогичный керносским фосфоритам тип распределения P3Э характерен и для терригенных отложений керносской свиты, и соответствует общему профилю верхней земной коры континентов (величина La/Yb во вмещающих сланцах варьирует от 10 до 19). Глинистые породы отличаются от фосфоритов только относительно низкими концентрациями лантаноидов и слабой отрицательной аномалией европия, в то время как для фосфоритов отмечается слабая положительная европиевая аномалия. При нормировании на PAAS, или средний постархейский австралийский сланец [Тейлор, МакЛеннан, 1988], предложенный в качестве эталона также и для фосфоритов в обширной сводке [Маслов, 2017], различия изученных нами фосфоритов и вмещающих глинистых сланцев по характеру распределения P3Э становятся более значительными (рис. 8). Во всех пробах фосфоритов, кроме карбонатсодержащего, сохраняется слабо выраженный “отрицательный” тренд La > Lu (La<sub>PAAS</sub>/Yb<sub>PAAS</sub> варьирует в интервале 1.8–2.1, см. рис. 8, табл. 6). При PAAS-нормировании более явной становится положительная аномалия европия (Eu/Eu\*) как в обогащенной апатитом тяжелой фракции (1.91–2.76), так и в серии проб Mz-10-2 обломочных фосфоритов (1.12–1.69, см. табл. 6), в то время как в глинистых породах она отсутствует или незначительная (0.87–1.59). В апатитах из тяжелой фракции также слабо проявлена положительная аномалия церия (1.09–1.14), величина Ce<sub>PAAS</sub>\* варьирует от 0 до 0.01, в отличие от отрицательных значений для вмещающих сланцев. PAAS-нормированное распределение P3Э во вмещающих сланцах имеет субгоризонтальный тип, соответствующий по форме распределения лантаноидов эталону глинистых пород (PAAS), однако в некоторых пробах глинистых алевролитов отмечаются небольшие положительные аномалии европия и даже церия (проба 02Sgl-6). Заметно отличается PAAS-нормированное распределение P3Э в карбонатсодержащем фосфорите пробы Ks15-2-f, демонстрирующее тип с возрастанием концентраций от лантана к лютецию (La<sub>PAAS</sub>/Yb<sub>PAAS</sub> = 0.35). В пробе Ks15-2-f наблюдается особенно резкий рост концентраций от La к Eu и затем сохраняется ста-



**Рис. 8.** PAAS-нормированное распределение PЗЭ в фосфоритах и породах керносской свиты венда. 1–3 – глинистые алевролиты; 4–6 – фосфоритовые брекчии из разреза на левом берегу р. Межевая Утка; 7–9 – тяжелая фракция проб фосфоритов из брекчий разреза в правом берегу р. Межевая Утка, в 500 м ниже устья р. Тулумка; 10 – фосфориты из брекчий разреза на р. Сылвица.

бильно высокий уровень концентраций средних и тяжелых лантаноидов. Это проявляется и в резком изменении значений  $La_{PAAS}/Sm_{PAAS}$  и  $La_{PAAS}/Nd_{PAAS}$  от 1.4–1.7 до 0.4–0.5 и заметном возрастании параметра  $Ce_{PAAS}/La_{PAAS}$  в сравнении с другими фосфоритами. Кроме того, в пробе Ks15-2-f сохраняется положительное значение  $Eu/Eu^*$  (1.23).

#### *Rb-Sr систематика фосфоритов*

Изучение Rb-Sr изотопной системы проведено в фосфоритовых брекчиях из разреза на р. Межевая Утка (серия обр. Mz10-2) и на р. Сылвица (серия обр. Ks15). Фосфориты из обоих разрезов характеризуются высоким содержанием Rb (9.2–49.0 мкг/г) и Sr (929–2560 мкг/г). Высокие концентрации стронция вполне сопоставимы с рифейскими и современными морскими фосфоритами (1200–2500 мкг/г [McArthur, 1985; Овчинникова и др., 2013]). При этом содержание рубидия в фосфоритовых брекчиях значительно выше, чем в морских фосфоритах, что, вероятно, связано с высокой долей силикатных и глинистых минералов в исследуемых породах. Измеренное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в фосфоритах из разреза Межевая

Утка выше, чем в образцах из разреза Сылвица, соответственно 0.72499–0.72513 против 0.71298–0.71493 (табл. 7).

Первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в фосфоритах вычислено с учетом возраста керносской свиты около 580 млн лет, принятого в работах [Гражданкин, Маслов, 2015; Маслов и др., 2018]. Первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в образцах лишь незначительно отличается от измеренного: 0.72487–0.72519 и 0.71295–0.74128. Следует отметить, что рассчитанная для фосфоритовых брекчий величина первичного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  оказалась существенно выше, чем предполагается для морской воды позднего рифея и венда (неопротерозоя) – 0.7052–0.7088 [Кузнецов и др., 2014б; Kuznetsov et al., 2017].

#### ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Фосфориты в керносской свите венда на Среднем Урале представлены тремя литотипами: 1 – маломощными брекчиями, состоящими из плитчатых обломков (см. рис. 3а, б, 4а); 2 – изометричных обломков (см. рис. 4б) в гравелито-песчаном

Таблица 6. Состав микроэлементов в фосфоритах и вмещающих глинистых сланцах керносской свиты

Элементы	1001-f	1001a-f	1004-f	Ks15-2-f	Mz10-2-1	Mz10-2-2	Mz10-2-3	02Sgl-10	02Sgl-06	02Sgl-13
Li	2.82	2.91	11.81	8.97	—	—	—	—	—	—
Be	0.97	0.99	1.02	1.48	—	—	—	2.68	1.42	3.93
Sc	4.49	4.59	4.62	24.91	—	—	—	19.38	1.57	4.45
Ti	431.43	428.46	542.33	1166.11	—	—	—	4559.72	2892.31	6215.38
V	23.61	22.21	29.87	40.73	17.3	18.7	20	128.05	51.71	152.57
Cr	53.93	16.83	23.59	161.18	23.5	24.7	25.3	124.84	153.72	148.58
Mn	220.78	186.56	298.30	200.57	—	—	—	799.23	39.46	276.67
Co	3.38	2.83	6.02	4.10	—	—	—	32.18	1.29	13.26
Ni	53.59	10.98	20.74	20.16	—	—	—	76.86	17.08	53.89
Cu	578.93	9.69	19.13	10.63	—	—	—	155.09	110.16	136.82
Zn	16.20	21.11	53.20	28.32	—	—	—	93.75	31.44	105.41
Ga	7.66	7.91	6.52	4.66	5.63	6.69	5.91	23.74	17.45	31.21
Ge	0.40	0.43	0.54	0.42	—	—	—	—	—	—
As	10.68	10.66	3.59	9.92	—	—	—	—	—	—
Se	1.49	1.81	1.65	3.39	—	—	—	—	—	—
Rb	28.79	30.96	23.59	16.27	18.1	24.2	20.9	146.11	12.21	28.85
Sr	822.54	843.03	868.82	2373.31	901	1080	967	45.79	16.10	10.19
Y	71.13	74.12	83.91	214.91	31.8	35.2	37.1	26.61	3.98	4.18
Zr	73.06	79.01	46.06	244.39	140	122	120	154.40	201.85	202.32
Nb	3.14	3.31	3.48	2.53	3.24	3.55	3.93	18.96	5.83	19.01
Mo	1.38	1.23	0.35	0.59	1.27	1.2	1.26	0.09	0.37	0.26
Ag	0.34	0.29	0.19	1.10	—	—	—	—	—	—
Cd	0.06	0.05	0.32	0.27	—	—	—	—	—	—
Sn	0.53	0.52	0.53	0.30	—	—	—	—	—	—
Sb	0.30	0.31	0.18	0.11	—	—	—	—	—	—
Te	н/о	н/о	н/о	0.03	—	—	—	—	—	—
Cs	0.57	0.66	0.71	0.36	0.72	0.75	0.84	7.01	1.70	6.47
Ba	153.77	155.97	159.60	370.52	227	329	256	638.26	872.56	118.18
La	115.31	118.13	152.13	76.16	46.1	69.9	66.6	42.30	7.22	5.80
Ce	207.91	221.66	282.88	187.58	73.1	139	114	78.42	16.94	9.29
Pr	15.63	16.91	23.58	28.74	7.64	16.3	13	9.61	1.80	1.38
Nd	58.51	65.88	88.20	133.73	27.9	55.5	44.4	34.52	6.62	4.93
Sm	10.20	11.23	15.92	29.12	5.47	11.2	8.69	5.91	1.21	1.12
Eu	4.20	4.39	8.75	7.80	1.88	2.44	2.31	1.37	0.35	0.20
Gd	10.49	10.22	14.05	30.78	5.02	9.37	7.79	4.91	0.89	1.08
Tb	1.51	1.60	2.09	4.38	0.77	1.28	1.1	0.78	0.13	0.16
Dy	9.30	9.71	11.97	29.70	4.19	5.21	5.29	4.68	0.72	0.86
Ho	1.98	2.07	2.42	6.74	0.88	1.17	1.15	0.97	0.15	0.20
Er	5.63	5.86	6.55	20.10	2.51	3.26	3.01	2.69	0.39	0.60
Tm	0.79	0.81	0.91	2.76	0.39	0.43	0.4	0.40	0.06	0.08
Yb	4.62	4.78	5.41	16.15	2.28	2.31	2.28	2.55	0.38	0.61
Lu	0.65	0.67	0.76	2.27	0.37	0.38	0.39	0.37	0.06	0.11
Hf	1.43	1.55	1.17	3.48	2.82	2.82	2.5	4.25	4.55	5.12
Ta	0.32	0.33	0.40	0.17	0.16	0.18	0.2	1.14	0.25	0.74
W	0.53	0.50	0.71	0.42	<0.5	<0.5	<0.5	1.37	0.46	1.08

Таблица 6. Окончание

Элементы	1001-f	1001a-f	1004-f	Ks15-2-f	Mz10-2-1	Mz10-2-2	Mz10-2-3	02Sgl-10	02Sgl-06	02Sgl-13
Tl	0.41	0.29	0.11	4.88	—	—	—	0.81	0.53	0.88
Pb	30.36	33.56	27.09	4.59	—	—	—	3.81	11.72	5.69
Bi	0.12	0.12	0.08	0.03	—	—	—	0.28	0.08	0.34
Th	2.54	3.01	3.93	4.24	1.98	3.4	2.98	12.95	1.52	0.89
U	6.02	6.40	7.85	7.13	3.45	3.74	4.39	1.32	0.74	0.35
Сумма РЗЭ	446.72	473.92	615.60	576.02	178.5	317.75	270.41	189.50	36.90	26.43
La/Yb	25	25	28	5	20	30	29	17	19	10
La <sub>PAAS</sub> /Sm <sub>PAAS</sub>	1.64	1.53	1.39	0.38	1.22	0.91	1.11	1.04	0.87	0.75
La <sub>PAAS</sub> /Yb <sub>PAAS</sub>	1.84	1.82	2.08	0.35	1.49	2.23	2.16	1.22	1.42	0.70
Er <sub>PAAS</sub> /Lu <sub>PAAS</sub>	1.32	1.34	1.32	1.34	1.03	1.30	1.17	1.09	1.05	0.84
Dy <sub>PAAS</sub> /Sm <sub>PAAS</sub>	1.08	1.02	0.89	1.21	0.91	0.55	0.72	0.94	0.71	0.91
Ce <sub>PAAS</sub> /La <sub>PAAS</sub>	0.87	0.90	0.89	1.18	0.76	0.95	0.82	0.89	1.13	0.77
La <sub>PAAS</sub> /Nd <sub>PAAS</sub>	1.75	1.59	1.53	0.51	1.47	1.12	1.33	1.09	0.97	1.04
Eu/Eu*	1.91	1.93	2.76	1.23	1.69	1.12	1.32	1.20	1.59	0.87
Ce/Ce*	1.13	1.14	1.09	0.92	0.90	0.95	0.89	0.90	1.08	0.76
Pr/Pr*	2.12	2.33	3.04	3.05	1.00	1.09	1.07	1.00	0.20	0.13
Ce <sub>аном</sub>	0.00	0.01	0.00	-0.05	-0.07	0.00	-0.05	-0.04	0.05	-0.11
Mo/Mn	<b>0.01</b>	0.007	0.001	0.003	—	—	—	0.000	<b>0.01</b>	0.001
V/Cr	0.44	<b>1.32</b>	<b>1.27</b>	0.25	—	—	—	1.03	0.34	1.03
V/(V + Ni)	0.31	<b>0.67</b>	<b>0.59</b>	<b>0.67</b>	—	—	—	0.62	<b>0.75</b>	<b>0.74</b>
U/Th	<b>2.37</b>	<b>2.13</b>	<b>2.00</b>	<b>1.68</b>	—	—	—	0.10	0.49	0.39
Аутиг U	<b>5.17</b>	<b>5.39</b>	<b>6.55</b>	<b>5.71</b>	—	—	—	-2.99	0.24	0.05
Ni/Co	<b>15.84</b>	3.88	3.45	<b>4.92</b>	—	—	—	2.39	<b>13.26</b>	4.07

Примечания. Номера в первой строке соответствуют таковым в табл. 1; прочерк – нет данных; Eu/Eu\* =  $Eu_{PAAS}/(Sm_{PAAS} \times Gd_{PAAS})^{0.5}$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; Ce/Ce\* =  $Ce_{PAAS}/(La_{PAAS} \times Pr_{PAAS})^{0.5}$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; Pr/Pr\* =  $Pr_{PAAS}/(Ce_{PAAS} \times Nd_{PAAS})^{0.5}$  [Тейлор, МакЛеннан, 1988]; Ce<sub>аном</sub> =  $\log(3Ce_{PAAS}/(2La_{PAAS} + Nd_{PAAS}))$  [Elderfield, Greaves, 1982]; Mo/Mn [Холодов, Неду-мов, 1991; Quinby-Hunt, Wilde, 1994]; V/Cr, U/Th, Ni/Co [Jones B. Manning, 1994]; V/(V + Ni) [Lewan, 1984]; Аутиг U =  $U_{total} - Th/3$  [Wignall, Myers, 1988].

Таблица 7. Rb-Sr характеристики растворимой фракции (1 N HCl) фосфоритов керносской свиты Среднего Урала

Образец	СП*, %	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr изм.	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr перв.**
Mz10-2-1	46.7	13.3	2560	0.0151	0.72499	0.72487
Mz10-2-2	49.0	17.1	2480	0.0199	0.72513	0.72497
Mz10-2-3	36.4	10.0	2260	0.0127	0.72530	0.72519
Ks15-1	23.0	3.2	2340	0.0039	0.71298	0.71295
Ks15-2	9.2	1.9	930	0.0059	0.71493	0.71488
Ks15-3	16.0	4.7	2230	0.0061	0.71433	0.71428

Примечание. \* – силикокластическая примесь, \*\* – первичное отношение, вычисленное исходя из предположения о возрасте фосфоритов 580 млн лет.

матрице; 3 – конкреционными образованиями, развивающимися в виде слойков с микрозернистой структурой в алеврито-песчаном матрице (см. рис. 3в, г) (иногда с примесью кальцита). В отличие от широко распространенных зернистых (пеллетовых), такие фосфориты относятся к

бесструктурным, по терминологии Р.П. Шелдона [Sheldon, 1981; Ильин, 2008], или ленточно-слоистым [Бушинский, 1966], не содержащим фосфатных зерен. Сравнение с близкими по возрасту литотипами фосфоритов различных эдиакарских бассейнов показывает, что керносские фосфори-

ты имеют сходство с описанными А.Ф. Георгиевским [1986, 2016] конкреционно-слоевыми афанитовыми фосфоритами и их брекчиями на примере Окино-Хубсугульского фосфоритонного бассейна. В то же время в отличие от последних, а также эдиакарских фосфоритов бассейна Янцзы, уральские не имеют ассоциации ни с кремнями, ни с доломитами. Фосфатный афанитовый конкреционный цемент пропитывает непосредственно песчано-глинистый матрикс вмещающих терригенных отложений.

Ряд признаков преобразования обломочных зерен песчаников и глинистого вещества, наблюдаемых под микроскопом (широкое развитие конформно-инкорпорационной структуры песчаников, иллитовые каймы по периферии фосфоритовых обломков, гидрослюдизация полевых шпатов и глинисто-фосфоритового цемента, зачатки микрогрануляции кварца) указывает на высокую степень перекристаллизации осадочного материала, соответствующую начальной стадии метазенеза [Логвиненко, 1968; Япаскерт 1999 и др.].

Высокой степени преобразования песчаного каркаса брекчий соответствуют и катагенетические изменения самого фосфоритового вещества обломков конкреций. Величина параметра  $a$  элементарной ячейки кристаллической решетки изученных апатитов — 0.9359–0.9362 нм соответствует фторкарбонатапатиту, и близка типовым значениям апатитов из эдиакарских фосфоритов. По данным А.В. Ильина [2008], величина параметра  $a$  элементарной ячейки обратно пропорциональна содержанию углекислоты в кристаллической структуре осадочного апатита (франколита). Впервые этот вывод был получен Б.М. Масленниковым и Ф.А. Кавицкой [1956] при анализе отечественных месторождений фосфоритов различного возраста. Максимальные концентрации  $\text{CO}_2$ , замещающего  $\text{P}_2\text{O}_5$ , присущи относительно молодым, кайнозойским желваковым фосфоритам. В последних величина параметра  $a$  элементарной ячейки составляет 0.9300–0.9320 нм, но по мере удрежнения геологического возраста фосфоритов параметр  $a$  увеличивается, для эдиакарских бесструктурных и зернистых достигая значительный 0.9367–0.9371 нм. В соответствии с выводом Дж. Мак-Артура [McArthur, 1978] о постоянстве первичного состава осадочного франколита, в нем содержится более 6%  $\text{CO}_2$  (до 6.82% — по [Масленников, Кавицкая, 1956]), однако в процессе катагенеза карбонат-ион постепенно полностью замещается фосфат-ионом.

В нашем случае низкое содержание углекислоты в фосфорите керносской свиты подтверждено современными физическими методами (не только рентгеновским, но также и данными ИКС) и находится в полном соответствии с высокой степенью катагенетических преобразований вмеща-

ющих глинисто-песчаных отложений серебрянской серии венда. Данные рамановской спектроскопии, выполненные в отдельных точках шлифов, не подтвердили присутствия углекислоты, что указывает на значительное эпигенетическое преобразование изученного фосфорита и близость его состава к фторapatиту. Присутствие карбонат-аниона в пробах, выявленное по данным ИКС и термического анализа, по данным рамановского рассеяния не отмечено. Последнее, вероятно, может быть обусловлено несколькими факторами: малым количеством карбонат-иона, неравномерным его распределением или недостаточной чувствительностью спектрометра при анализе малой удельной площади поверхности, приходящейся на единицу массы исследуемого вещества.

При термическом анализе в фосфоритах керносской свиты обнаружены эндотермические эффекты, указывающие на присутствие ряда примесей. Они могут быть связаны как с присутствием термоактивных минеральных фаз, так и со сложным составом самого фосфорита. Фторapatит считается термоинертным минералом [Термический ..., 1974], однако, появление эндотермических пиков при температурах 35–215 и 750–850°C на кривых ДТА, предполагает присутствие в составе апатита низкотемпературной воды и углекислоты. Причем, эндоэффект 750–850°C предшествует более высокотемпературной диссоциации карбоната (доломит, кальцит), если он присутствует в составе фосфорита. В зависимости от количества углекислоты в формуле, минерал относится к фторкарбонатапатиту, франколиту или курскиту (в последнем 25% фосфора замещено углеродом [Блисковский, 1976]). Для изученных фосфоритов характерны эндотермические пики в интервале 700–1000°C (см. табл. 3), которые рассматриваются нами как диссоциация  $(\text{CO}_3)^{2-}$  в составе апатита, при отсутствии карбонатных минералов по данным рентгенофазового анализа (за исключением образцов фосфоритов из разреза на р. Сылвица с высоким содержанием кальцита). Учитывая присутствие на ИК спектрах небольших пиков  $\sim 1430$  и  $1453 \text{ см}^{-1}$ , относящихся к аниону  $(\text{CO}_3)^{2-}$  в связи с анионом  $(\text{PO}_4)^{3-}$ , можно сделать вывод, что фосфориты керносской свиты представлены фторкарбонатапатитом с невысоким (0.1–0.8%) содержанием углекислоты.

Данным термического анализа и ИКС о небольшой примеси  $(\text{CO}_3)^{2-}$  и воды в фосфорите не противоречат результаты электронного-зондового микроанализа: в микрозернистом фосфоритовом цементе наблюдается пониженная средняя величина суммы оксидов (98.21%) по сравнению с аналогичным значением для кристаллов вторичного апатита — 100.21%. Соответственно, среднее содержание фтора в первичном фосфо-

ритовом цементе ниже по сравнению с вторичным апатитом: 3.35 и 3.62% (см. табл. 5).

Катагенетическая перекристаллизация фосфатного цемента обломков фосфоритов отчетливо выявляется при увеличениях электронного микроскопа (микронзондовый анализатор). На микрофотографиях отчетливо выделяется основная масса первичного бесструктурного фосфорита, типичного для позднедокембрийских отложений, с тонкорассеянными в нем алеврито-глинистыми аллотигенными обломками [Ильин, 2008; Георгиевский, 2016]. В то же время, в этой насыщенной терригенным материалом фосфоритовой массе выделяются участки размером в первые десятки микрон чистого, свободного от терригенных компонентов фосфорита. Такие участки располагаются около терригенных обломков кварца и приобретают полигональную структуру, образованную кристаллами апатита размером до 10–20 мкм; чаще очень мелкие, хорошо окристаллизованные индивиды апатита (размером в первые микроны) образуют зубчатые контакты фосфатного цемента с кварцевыми зернами, вдаваясь в последние (см. рис. 7). Таким образом, фосфатное вещество оказывает корродирующее воздействие на кремнезем. Активная коррозия кварца фосфатами в катагенезе связана, вероятно, со щелочными условиями катагенетических преобразований, возникающими в присутствии фосфорита – возможно, в результате перекристаллизации ранедиагенетического франколита и потерей им углекислоты. Так, например, активная катагенетическая коррозия апатитом обломочных зерен кварца и плагиоклаза описана для фосфоритов стрельногорской свиты среднего рифея, где “... на контакте с терригенными зернами наблюдаются бесцветные короткопризматические (0.04 мм) кристаллы апатита. Коррозия развивается по краям их зерен, но фосфатный материал также внедряется “сосульчато” вглубь зерен ...” [Ивановская, Занин, 2008, с. 95].

Для Окино-Хубсугульского фосфоритового бассейна отмечены факты развития апатита по кварцу, полевому шпату и слюде [Георгиевский, 2016]. Следует отметить, что для керносской свиты коррозия слюды апатитом не характерна.

При перекристаллизации первичного фосфатного цемента конкреций и образовании вторичного апатита заметно меняется химический состав фосфорита, происходит очищение фосфата кальция от кремнезема и других компонентов, составляющих терригенные минералы (глинозем, MgO, K<sub>2</sub>O). Резко уменьшается количество железа при перекристаллизации, при незначительном изменении содержания серы. Предположительно, это может быть несulfидное железо в фосфатном цементе, изоморфно входящее в кристаллическую структуру апатита (?), однако по-

добный изоморфизм для катиона Fe<sup>2+</sup> не типичен [Pasero et al., 2022], что, вероятно, и объясняет заметное уменьшение содержания железа во вторичном апатите по сравнению с первичными фосфоритами. Количество Na<sub>2</sub>O в апатитах обеих групп незначительное, что указывает на вынос натрия на стадии глубокого катагенеза вместе с карбонат-ионами [Занин и др., 1979, 1985; McArthur, Walsh, 1985]. Вынос карбоната так же, как щелочных и щелочноземельных металлов из фосфоритов в процессах катагенеза способствовал “ощелачиванию” среды и коррозии зерен кварца и полевого шпата.

Средние содержания фтора, по данным микронзондового анализа, в группах первичных фосфоритов и вторичных апатитов составляют соответственно 3.35 и 3.62% (см. табл. 5). В чистом фторапатите содержание фтора составляет 3.77% [Занин, 1975]. При этом средняя величина F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в выделенных группах фосфатов достигает, соответственно 0.091 и 0.093, в стехиометрическом апатите – 0.095 [Занин, 1975], то есть наблюдается постепенное приближение к стехиометрическим параметрам по мере перекристаллизации апатита в катагенезе. По данным А.В. Ильина [2008], для эдиакарских фосфоритов величина F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> приближается к 0.089 и наиболее близка к значению этого отношения во фторапатите. В карбонатсодержащем фосфорите из разреза на р. Сыльвица отмечается снижение средней величины F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0.068, вероятно, за счет примеси карбонат-иона.

Вода в фосфоритах, как правило, присутствует в молекулярном виде, поэтому не включается в формулу и составляет от 0.3–0.6 до 3–4% [Блисковский, 1983]. При термическом анализе фосфоритов керносской свиты (см. табл. 3) отмечены потери веса в интервале температур 35–215°C, указывающие на примесь низкотемпературной воды (0.15–1.0%). Только для тяжелой фракции пробы 1004 отмечен эндотермический пик (400–700°C) с потерями массы 0.6%, которые можно связать с группой (ОН)<sup>–</sup> изоморфно замещающей фтор в анионной части апатита. Интересно, что именно в тяжелой фракции пробы 1004 потери массы в наиболее высокотемпературном интервале (900–1100°C) составляют всего 0.05%, тогда как в других пробах они достигают 0.16–0.36% и, вероятно, связаны с возгонкой фтора в связи с началом диссоциации апатита. В этой же пробе отмечены и самые низкие потери массы в интервале 700–900°C, связанные с диссоциацией CO<sub>2</sub>. Вероятно, локально фторкарбонатапатит был замещен фторгидроксилапатитом, что обычно связывается с гидротермальными изменениями при тектоническом воздействии [Ильин, 2008].

Накопление и распределение РЗЭ в фосфоритах определяется заимствованием этих элементов

из морской и поровой воды, как показано Г.Н. Батуриным с соавторами [1972], причем со временем содержание РЗЭ в фосфоритах увеличивается, а распределение их соответствует окружающему флюиду [Холодов, 2006]. На примере эдиакарских фосфоритовых брекчий, испытавших многократный переыв, показано дальнейшее повышение суммы РЗЭ [Ильин, 2008]. Неоднократным переотложением конкреций могут объясняться высокие суммы РЗЭ в керносских фосфоритах, это касается и иттрия. Тип распределения РЗЭ в керносских фосфоритах имеет как черты сходства, так и различия с эдиакарскими фосфоритами различных бассейнов.

Особенностью древних фосфоритов является дефицит иттриевых лантаноидов, значение La/Yb составляет 15–16 [Ильин, 2008], что соответствует и керносским фосфоритам (La/Yb варьирует от 20 до 30). В целом сглаженный тренд распределения PAAS-нормированных РЗЭ похож на эдиакарские бассейны Марокко, Хубсугул и Янцзы [Ильин, 2008; Маслов, 2017], однако керносские фосфориты резко отличаются наличием положительных аномалий: слабой Ce и сильной Eu, в то время как во всех других бассейнах присутствует сильная отрицательная Ce и отсутствует положительная Eu аномалии. Закономерности распределения РЗЭ в доордовикских фосфоритах разных регионов мира были обобщены недавно в обширной сводке [Маслов, 2017] с выводом о неоднозначности геохимических критериев для реконструкции параметров среды фосфоритообразования. Накопление европия может объясняться редокс-обстановками в керносском бассейне, в т.ч. с присутствием сероводорода [McRae et al., 1992] в обогащенных ОВ осадках во время раннедиагенетической литификации фосфатного матрикса. Некоторое количество европия может быть связано с полевыми шпатами вмещающих глинистых алевролитов. Значения Ce аномалии в апатитах могут рассматриваться как первичные при отсутствии положительной корреляции между указанным параметром и  $La_{PAAS}/Sm_{PAAS}$ , при условии, что  $La_{PAAS}/Sm_{PAAS} > 0.35$  [Morad, Felitsyn, 2001]. В нашем случае величина  $La_{PAAS}/Sm_{PAAS}$  варьирует в интервале от 0.4 до 1.6 при слабой корреляции с  $Ce/Ce^*$  ( $r = 0.5$ ), что предполагает сохранение первичной Ce аномалии. На это же может указывать отсутствие отрицательной корреляции ( $r = 0.1$ ) между Ce аномалией и  $Dy_{PAAS}/Sm_{PAAS}$ , как следует из работы [Shields, Stille, 2001].

Карбонатсодержащий фосфорит пробы Ks15-2-f при нормировании на PAAS показывает распределение РЗЭ с относительным обогащением средними и тяжелыми лантаноидами и ярко выраженной положительной аномалией Eu. Относительное деплетирование легких РЗЭ является

типичным для карбонатных минералов при PAAS-нормировании [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988], однако обогащение тяжелыми лантаноидами может быть следствием процессов ремобилизации карбонатного материала при постдиагенетической перекристаллизации, когда обогащенные лигандами ( $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $OH^-$ ) поровые воды захватывали преимущественно иттриевые лантаноиды [Vau, Moeller, 1992]. Факту перекристаллизации карбонатного материала не противоречит спаритовая структура кальцитового цемента в фосфоритах и повышенные концентрации в нем железа и марганца (см. табл. 5). Не исключено и участие диагенетических метасоматических процессов фосфатизации карбонатного матрикса [Георгиевский, 2016; Юдович и др., 2020].

Другие значимые для генезиса фосфоритов микроэлементы распределены в керносских фосфоритах следующим образом. Концентрации урана 6–8 г/т, что чуть выше, чем в бесструктурных фосфоритах Хубсугульского бассейна, но ниже, чем в зернистых фосфоритах ряда других эдиакарских бассейнов (4–20 г/т [Ильин, 2008]). Возможно, это связано с катагенетическим выносом урана, как было показано для фосфоритов стрельногорской свиты среднего рифея Туруханского поднятия в Сибири [Ивановская, Занин, 2008]. В афанитовых фосфоритах Хубсугульского бассейна наблюдаются пониженные концентрации РЗЭ (8–108 г/т здесь и далее в этом абзаце) и U (1–15), но явно повышенные концентрации Ba (720–8950), As (60–180) и Sr (2200–5200) — [Георгиевский, 2016], относительно керносских фосфоритов с концентрациями Ba (153–370), As (3.6–10.7) и Sr (822–2370), поэтому предполагать глубинный источник фосфора и указанных элементов для керносской свиты венда не приходится. Концентрации ряда микроэлементов в керносских фосфоритах находятся на уровне других эдиакарских фосфоритов [Ильин, 2008]: Zn — соответственно 16–53 и 20–60; V — 22–40 и 20–200, Ag — 0.2–1.1 и 0.1–1.4, Mo — 0.4–1.4 и 0.4–4, за исключением Cd, содержание которого в керносских фосфоритах более низкое (0.05–0.3 против 0.47–4.95).

Условия формирования фосфоритовых брекчий керносской свиты венда Среднего Урала реконструированы на основе полученных данных о строении разрезов, вещественном составе и геохимических характеристиках вмещающих отложений. Отложения керносской свиты накапливались в обстановках мелководного морского шельфа с многократным переывом обломочного материала на мигрирующих отмелях. Терригенный материал поступал в эти обстановки периодически, вероятно, во время импульсов выдвигания продельты [Grazhdankin, 2004; Гражданкин, Маслов, 2015]. Такие импульсы, вероятно, мар-

кируются пакетами с линзами гравелитов или слоями массивных и косослоистых песчаников, указывающими на высокоэнергетические обстановки седиментации. Сочетание грубозернистых прослоев с преобладающими в разрезе линзовидно- и косоволнистослоистыми песчаниками и алевритами может указывать на вертикальные движения уровня моря, резкое боковое смещение положения береговой линии [Plint, 2010] в обстановке мелководной зоны волнений внутреннего шельфа. В фосфоритах есть находки минерализованных остатков ископаемых микроорганизмов. В этих же отложениях присутствуют признаки жизнедеятельности микробных матов в виде специфических тонкослоистых текстур сморщивания (“слоновая кожа”), которые образовались в результате деформаций тонких алеврито-глинистых слоев мата при диагенетическом (?) обезвоживании органического вещества микробных колоний. Подобные текстуры, объединяемые под общим названием микробально-индуцированных седиментационных текстур (Microbially induced sedimentary structures (MISS)) считаются индикаторным признаком мелководных бассейновых условий фотической зоны в дофанерозойское время (криогений—эдиакарий), когда жизнедеятельность микробных сообществ не подавлялась более адаптированными многоклеточными организмами [Noffke, 2009].

Осадочные фосфориты, сформированные в морских обстановках в зоне карбонатной седиментации, часто наследуют С- и Sr-изотопные характеристики морской воды и вмещающих карбонатных осадков [Chen et al., 2004; Кузнецов и др., 2018; Кулешов и др., 2020]. В отличие от этого, фосфориты и фосфоритовые конкреции в морских терригенных осадках имеют изотопные характеристики, сильно сдвинутые в сторону силикостатических вмещающих пород [Овчинникова и др., 2008, 2013; Stüeken et al., 2021]. Например, значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в раннедиагенетических фосфоритовых конкрециях из аргиллитов раннерифейской зигазино-комаровской свиты Южного Урала имеют значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  много выше величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в среднерифейском океане (соответственно 0.7106–0.7128 против 0.7048–0.7058 [Кузнецов и др., 2008; Овчинникова и др., 2013]).

Полученные нами значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фосфоритовых брекчиях керносской свиты существенно отличаются от отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морской воде позднего рифея и венда (неопротерозоя) — 0.7052–0.7088 [Кузнецов и др., 2014б; Kuznetsov et al., 2017]. Обогащение фосфоритов радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  могло быть обусловлено либо их образованием в палеобассейне, частично изолированном от океана, либо постседиментационной перекристаллизацией.

Наиболее простым объяснением высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фосфоритах керносской свиты является постседиментационная перекристаллизация апатита, что отчетливо проявилось в широком развитии регенерационно-инкорпорационных структур, соответствующих начальной стадии метагенеза. Более того, геохимические особенности апатитов, в частности повышенные величины отношения  $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ , также указывают на их катагенетическое преобразование. Изменение первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в хемогенных минералах (апатитах и/или карбонатах) в присутствии алевроглинистой примеси происходит на постседиментационном этапе при поступлении радиогенного  $^{87}\text{Sr}$ , выделенного из силикатных минералов. Такие изменения широко проявлены в глинистых известняках, фосфоритовых цементах и конкрециях в отложениях рифея Южного Урала [Кузнецов и др., 2006; Овчинникова и др., 2008, 2013; Семихатов и др., 2009]. В случае контаминации радиогенным  $^{87}\text{Sr}$ , заимствованным из силикатных минералов, изменение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в осадочном апатите должно быть пропорционально доли силикостатической примеси. Однако в нашем случае, при одинаковой степени катагенетического преобразования, прямая зависимость между значением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фосфоритах и высокой (от 9 до 43%) долей силикостатической примеси не столь очевидна. Кроме того, значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах фосфоритов, взятых из двух удаленных разрезов, образуют две группы, которые различаются между собой 0.7130–0.7149 (Сылвица) и 0.7249–0.7252 (Межевая Утка). Это различие предполагает, что кроме катагенетической перекристаллизации, существовал еще седиментационный или палеофациальный фактор, который повлиял на значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в керносских фосфоритах.

Анализ изменений отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в системе озеро—залив—море, проведенный ранее при изучении современных раковин моллюсков опресненных водоемов Белого и Балтийского морей и Финского залива, показал зависимость значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от солености [Кузнецов и др., 2014а]. Концентрация Sr в карбонатных раковинах реки Нева и Ладожского озера в 4 раза ниже, чем в морских раковинах, а отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в речных раковинах повышается до 0.7149 и 0.7222, что резко отличается от современного океана — 0.7092 [Кузнецов и др., 2012]. Установленные зависимости отражают смешение в системе “морская—пресная вода”.

В настоящее время Sr-изотопная характеристика воды в реке Нева и в горловине Финского залива отражает усредненное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , сформированное при размыве архей-протерозойских пород Фенноскандинавского (Балтийского)

щита и палеозойских пород Русской платформы. В венде осадочный чехол на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) еще отсутствовал, поэтому можно допустить, что изотопный состав стронция в континентальных водах ВЕП формировался только при размыве пород аналогичных по составу архей-протерозойским породам Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Таким образом, отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в современном Ладожском озере (0.7222) наиболее близко отражает состав континентальных вод в позднем докембрии. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в реках северо-западной части Фенноскандинавского щита из областей, сложенных только гранито-гнейсами достигает 0.7306 [Aberg, Wickman, 1987]. Эти реки стекают в Ботнический залив Балтийского моря и Ладожское озеро. Здесь важно отметить, что в водосборном бассейне Фенноскандинавского (Балтийского) щита к северу от Ладожского озера размываются не только гранито-гнейсы, метавулканы и метатерригенные породы, но большие по объему поля раннепротерозойских мраморов. К последним, относятся ятулийские доломиты туломозерской свиты, распространенные на всей территории Карельского кратона, и свекофенские кальцитовые мрамора сортавальской серии, вскрытые в Северном Приладожье. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в ятулийских доломитах варьирует в пределах 0.7034–0.7044 [Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010], в кальцитах и доломитах Рускеалы – соответственно 0.7048–0.7049 и 0.7046–0.7052 [Кузнецов и др., 2021], а в кальцитах Ювени – 0.7048–0.7053 [Горохов и др., 2021]. Размыв карбонатных пород с низким (0.7034–0.7053) отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вносит заметный вклад в изотопный баланс водосборного бассейна Ладоги, поэтому отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в нем высокое (0.7222), но ниже, чем гранито-гнейсовых областях щита.

Поскольку Южноуральский палеобассейн был сформирован вблизи окраины ВЕП, можно допустить, что петрографический состав пород, размываемых в вендское время, был похож на современный петрофонд водосборного бассейна этой же платформы. В вендское время в области размыва присутствовали, помимо пород архей-протерозойского окружения и фундамента ВЕП, терригенные и карбонатные породы рифея современного Башкирского поднятия. Песчано-глинистые породы рифея этого поднятия принесли стронций с высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , тогда как осадочные карбонатные породы имели значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.7046 до 0.7065 [Кузнецов и др., 2006; Семихатов и др., 2008], мергели (глинистые известняки) до 0.7129 [Kuznetsov et al., 2010], а сидериты – 0.7226–0.7391 [Кузнецов и др., 2005]. Как следствие, рифейские породы могли поставлять стронций с разным изотопным

отношением, как с очень низким, так и очень высоким – от 0.7046 до 0.7391. Таким образом, петрографический состав рифейской “окраины”, которая могла размываться в вендское время, был похож на состав архей-протерозойского фундамента ВЕП. Это позволяет предполагать, что бассейн осадконакопления, в котором формировались керносские фосфориты с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них 0.7130–0.7250 мог быть частично изолирован от океана и имел значительный приток континентальной воды в вендское время.

Литологические особенности фосфоритсодержащих толщ, представленных пачками полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов с линзами гравелитов и обломками фосфоритов, не позволяют однозначно трактовать палеофациальные обстановки в пользу открыто-морских. Отсутствие в разрезе карбонатных пород и преобладание разномерных обломочных пород (от алевролитов до гравелитов) с широким набором линзовидно- и косослоистых текстур указывают, скорее, на гидродинамически активный режим, с периодическим поступлением обломочного материала, вероятно, из дельт. Таким образом, одной из причин наблюдаемых высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фосфоритах могло быть их отложение в водоеме, частично изолированном от океана. При этом в акваторию, в которой отлагались фосфориты, поступало большое количество речной воды. Важно отметить, что значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах из отдельно взятых разрезов различаются между удаленными локациями: 0.7130–0.7149 (Сылвица) и 0.7249–0.7252 (Межевая Утка). Этот факт указывает на очень высокую вероятность того, что формирование керносских фосфоритов происходило либо вблизи устьев двух разных рек, либо вблизи одной и той же реки, но с разной пропорцией смешения морской и пресной воды. Последнее может свидетельствовать, что фосфориты из разреза р. Сылвица формировались в более морской обстановке, чем фосфориты из разреза р. Межевая Утка. В современном разрезе эти разрезы удалены друг от друга на 40 км. Такое же расстояние разделяет современные бассейны Ладожского озера и Финского залива, при этом отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Ладоге составляет 0.7222, а в Финском заливе 0.7111 [Кузнецов и др., 2014a]. Таким образом, резкое изменение состава водосборного бассейна в пределах первых десятков километров не является исключительным с геолого-географических позиций.

Фосфоритонакоплению благоприятствовали низкоэнергетические условия среды седиментации мелководного шельфа. Образование фосфоритовых корок происходило в раннем диагенезе песчано-глинистых осадков, обогащенных органическим веществом. Биопродуктивность придонных вод и осадков являлась основой для на-

копления фосфатного материала, его утилизации из морской воды [Геворкян и др., 1990; Батулин, 2004]. Вероятно, эти маломощные корки формировались в верхней части осадка. Представляется, что определяющее значение для образования фосфоритовых корок имел окислительно-восстановительный и кислотно-щелочной барьер ниже раздела вода—осадок в соответствии с моделью [Батулин, 1978 и др.; Савенко, 1979 и др.; Холодов, 2006 и др.] на основе диффузионно-диагенетического механизма. Источник фосфора был биохомогенным [Батулин, 1978] и определялся активностью и массой накопленного органического вещества в осадках. В поровых водах зоны раннего диагенеза накапливался растворенный фосфат кальция. Его осаждение происходило в нелитифицированном органогенно-глинистом илу из пересыщенных поровых вод в благоприятных для осаждения тонкодисперсного апатита слабо восстановительных [Батулин, Савенко, 1985] и слабо щелочных [Холодов, 2006] условиях. По экспериментальным данным, уменьшение карбонатной щелочности (в основном определяемой

содержанием иона  $\text{HCO}_3^-$ ) в поровых водах верхней части донных отложений создавало геохимический барьер для первичного осаждения аморфного фосфорита [Савенко, 1979]. По мнению Г.Н. Батулина и В.С. Савенко [1985, с. 973], "... оптимальные условия для роста фосфоритовых конкреций создаются, очевидно, при контакте мелководных восстановленных биогенных осадков с кислородсодержащими придонными водами". Таким образом, отложение тонкодисперсного апатита происходит "вблизи границы раздела вода—дно" [Савенко, 2008, с. 528]. Относительно быстрая, по сравнению с вмещающими терригенными отложениями, литификация и раскристаллизация коллоидного фосфатного вещества приводила к дальнейшему уменьшению растворимости и образованию конкреций (корок, слойков-конкреций). Это и обеспечило их сохранение при локальных размывах отложений во время штормов или катастрофических паводков, достигавших мелководного шельфового бассейна. Многократный перемыв и вынос относительно легких терригенных компонентов осадка способствовали сортировке обломочных частиц и создавали условия для скопления относительно тяжелых, полуокатанных фрагментов фосфоритовых конкреционных корок в пониженных участках дна в виде маломощных линз брекчий и гравелитов.

Восстановительные геохимические условия формирования фосфоритов реконструируются не только по литологическим признакам, но и по геохимическим критериям, в том числе по выраженной в фосфоритах положительной аномалии европия (обогащение  $\text{Eu}^{2+}$ ), которая слабее про-

явлена во вмещающих песчано-сланцевых отложениях; а также по положительной цериевой аномалии (см. табл. 6, рис. 8).

Аноксические условия раннего диагенеза фосфоритоносных осадков керносской свиты подтверждаются комплексом геохимических индикаторов  $\text{Mo/Mn}$ ,  $\text{V/Cr}$ ,  $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ , Аутиг U,  $\text{Ni/Co}$  (выбраны по [Маслов, 2005] и ссылки там), значения которых представлены в табл. 6. Для обогащенных фосфоритов (4 пробы) большинство (15 из 24) индикаторных модулей указывает на застойные (дизоксидно-аноксические) обстановки (см. табл. 6, отмечены жирным курсивом). Во вмещающих алевроглинистых сланцах (3 пробы) — значения только 4 из 18 приведенных модулей соответствуют восстановительной среде. Вероятно, условия для образования фосфоритовых корок-конкреций возникали в локальных обстановках с низким содержанием кислорода, в верхнем слое осадка, где работал диффузионно-диагенетический механизм осаждения апатита [Батулин, Савенко, 1985].

Редокс-условия диагенеза могли способствовать образованию сульфидов в осадках. Тонкая вкрапленность пирита явно обогащает обломки фосфорита в брекчиях с высоким содержанием ОВ (см. рис. 4в, г), т.е. пирит мог образоваться на ранних стадиях формирования фосфоритовых прослоев, еще до их взламывания и переноса фрагментов в места накопления брекчий. С другой стороны, пирит развивается в виде такой же мелкой вкрапленности кубических кристаллов и округлых фрамбоидов в интерстициях между псаммитовыми зернами глинисто-песчаного матрикса брекчий, являясь более поздним (диагенетическим) образованием (см. рис. 4д, е), сформировавшимся в сульфат-редукционных процессах, которые протекали уже в накопившихся брекчиях. Можно предположить, что пиритизация является наложенным процессом на уже сформированную брекчию и, судя по присутствию фрамбоидальных зерен пирита как в фосфоритовых обломках, так и в глинисто-песчаном матриксе, является следствием процессов биосульфатредукции, протекавшей после образования брекчиевых прослоев. Подобная стадийность образования пирита как на этапе раннедиагенетического образования фосфорита в восстановительных условиях, так и на постдиагенетическом этапе, приведена для среднекаменноугольных фосфоритов Лемвинской структурно-формационной зоны Приполярного Урала [Салдин, 2016]. Такой последовательности образования: сначала фосфаты, а затем пирит, не противоречит факт образования пирита в более восстановительных условиях и на относительно поздней стадии диагенеза осадков.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литотипы фосфоритов в керносской свите венда на западном склоне Среднего Урала представлены конкреционными слойками с микрозернистой структурой, обособляющимися в глинисто-песчаном матриксе и брекчиями, состоящими из плитчатых обломков в гравелито-песчаном матриксе.

Корки афанитового фосфорита сформировались в раннем диагенезе ниже границы вода–осадок в восстановительных условиях. Фосфоритовые брекчии образовались в результате размыва глинисто-песчаных осадков с конкреционными слойками, выхода последних на поверхность дна (аналоги hard-ground), разрушения и переотложения фосфоритовых обломков в понижениях рельефа мелководного шельфового бассейна с признаками присутствия акантоморфитов и микробиальных матов.

Обломки бесструктурного фосфорита в составе брекчиевых горизонтов представлены скрытокристаллическим фторкарбонатапатитом, содержащим небольшое количество низкотемпературной воды, что подтверждается комплексом физических методов (рентгенофазовый, термический анализ, рамановская и ИК спектроскопия) и является реликтовым признаком первичного-осадочного фосфорита (франколита).

В составе фосфоритов выделен первичный криптокристаллический (размеры кристаллов до первых мкм) апатитовый цемент и вторичный фторапатит, представленный идиоморфными кристаллами (размер до 10 мкм), часто развивающимися на контактах криптокристаллического апатитового цемента с кварцевыми зёрнами, подвергающимися коррозии.

По мере перекристаллизации фосфорита в катагенезе, наблюдается постепенное приближение к стехиометрическим параметрам фторапатита. Во вторичном апатите уменьшается содержание компонентов, связанных с терригенными минералами ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и возрастает количество фосфора, кальция и фтора; величины отношения  $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$  и параметра  $\alpha$  элементарной ячейки вторичных фторапатитов соответствуют большинству эдиакарских фторкарбонатапатитов крупных фосфоритовых бассейнов.

Восстановительные условия образования первичных раннедиагенетических фосфоритов керносской свиты подтверждаются положительными аномалиями  $\text{Ce}$  и  $\text{Eu}$  в апатите и значениями шести геохимических индикаторов диоксидно-аноксических условий.

Полученные Sr-изотопные данные позволяют предполагать, что фосфориты керносской свиты формировались в палеобассейне со значительным участием континентальных вод. Обнаружен-

ное различие значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в фосфоритах из двух удаленных друг от друга разрезов Межевая Утка (0.7249–0.7252) и Сыльвица (0.7130–0.7149), возможно, свидетельствует об их формировании в зонах палеобассейна, которые подвергались влиянию двух разных источников пресных континентальных вод, смешивавшихся с морскими водами; или в зонах, характеризовавшихся различным влиянием одного и того же источника, что приводило к смешиванию морской и пресной воды в разных пропорциях. Фосфориты из разреза по р. Сыльвица, по-видимому, формировались в относительно более морской обстановке, чем фосфориты разреза по р. Межевая Утка.

Катагенетическое преобразование Rb-Sr изотопной системы фосфоритов происходило за счет контаминации радиогенным  $^{87}\text{Sr}$  из терригенно-глинистого матрикса, но заметные различия значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  между фосфоритами из двух удаленных друг от друга разрезов отражают, скорее, особенности седиментационных обстановок.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Маслову (ИГГ УрО РАН, ГИН РАН) за инициативу в организации работ по комплексному изучению фосфоритов венда Среднего Урала, А.В. Колесникову и Д.В. Гражданкину (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) – за консультации по палеофациальному анализу и предоставленные образцы, Н.П. Горбуновой, Л.А. Татариновой, Г.А. Аввакумовой – за выполнение химических анализов, Н.В. Чередниченко и Д.В. Киселевой – за выполнение анализов методом ICP-MS, В.Г. Петрищевой и О.Л. Галаховой – за выполнение термического и рентгенофазового анализа (ЦКП ИГГ УрО РАН), скрупулезному рецензенту и научному редактору, многочисленные замечания которых способствовали улучшению текста.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке тем НИР ИГГ УрО РАН (№ 123011800013-6) и ИГГД РАН (№ FMUW-2021-0003), при использовании оборудования ЦКП “Геоаналитик” и АИРИЗ. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.

- Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
- Батурин Г.Н., Блисковский В.З., Минеев Д.А.* Редкоземельные элементы в фосфоритах со дна океана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207. № 4. С. 954–957.
- Батурин Г.Н., Савенко В.С.* О механизме образования фосфоритовых конкреций // Океанология. 1985. Т. XXV. № 6. С. 970–973.
- Блисковский В.З.* О курските и франколите // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 75–84.
- Блисковский В.З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 193 с.
- Геворкян В.Х., Батурин Г.Н., Чугунный Ю.Г.* Фосфориты и фосфатизированные породы Атлантического и Индийского океанов. Киев: Наукова думка, 1990. 188 с.
- Георгиевский А.Ф.* Харанурское фосфоритовое месторождение // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 4. С. 71–85.
- Георгиевский А.Ф.* Афанитовый генетический тип промышленных фосфоритов: геологические особенности, типы руд, перспективные технологии обогащения и утилизации отходов (на примере Окино-Хубсугульского бассейна) / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2016. 48 с.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др.* Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломитах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533–536.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Азимов П.Я., Дубинина Е.О., Васильева И.М., Ризванова Н.Г.* Sr- и C-изотопная хемотратиграфия метакarbonатных пород палеопротерозойской сортавальской серии, Фенноскандинавский щит, северное Приладожье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 2. С. 3–22.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Осадочные системы сълвишской серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 279 с.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Занин Ю.Н., Гилинская Л.Г., Красильникова Н.А. и др.* Типоморфизм фосфатов кальция фосфоритов // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 85–103.
- Занин Ю.Н., Кривошуккая Л.М., Вахрамеев А.И. и др.* Преобразование состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в условиях катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 27–45.
- Занин Ю.Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975. 192 с. (Тр. Института геологии и геофизики. Вып. 195)
- Ивановская А.В., Занин Ю.Н.* Фосфориты стрельногорской свиты среднего рифея Туруханского поднятия, Восточная Сибирь // Литосфера. 2008. № 1. С. 90–99.
- Ильин А.В.* О южном шельфе Сибирского континента в позднем докембрии и кембрии // Геология и геофизика. 1979. № 8. С. 10–19.
- Ильин А.В.* Древние (эдиакарские) фосфориты. М.: ГЕОС, 2008. 160 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
- Крупенин М.Т.* Особенности химического состава доломитов в вулканогенно-терригенных отложениях североуральской серии Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория // Ежегодник-2008. Екатеринбург, 2009. С. 63–67. (Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156)
- Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Панкрушина Е.А., Галахова О.Л., Галанкина О.Л.* Вещественный состав фосфоритов керносской свиты нижнего венда Среднего Урала // Ежегодник-2017. Екатеринбург, 2018. С. 113–122. (Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165)
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р.* Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В.* Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Кузнецов А.Б., Макарихин В.В., Покровский Б.Г., Константинова Г.В.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  хемотратиграфия и фациальные условия обитания плейстоценовых моллюсков Карелии (пос. Гридино) // Доклады Академии наук. 2014а. Т. 459. № 2. С. 198–202.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014б. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К.* Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Доклады Академии наук. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.
- Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Азимов П.Я., Дубинина Е.О.* Sr- и C-хемотратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях средне-температурного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 172–194.
- Кулешов В.Н., Георгиевский А.Ф., Бугина В.М.* Изотопный состав ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) и генезис карбонатов фосфоритовых месторождений Малого Каратау (Казахстан) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 131–152.
- Курбацкая Ф.А.* Минералого-петрографическая характеристика немых толщ западного склона Среднего Урала // Ученые записки Пермского ун-та. 1968. № 166. С. 151–176.
- Курбацкая Ф.А., Чирвинский Н.П.* Фосфатопоявления в отложениях косвинской свиты на западном склоне Среднего Урала // Научные труды Пермского политех. ин-та. 1964. Вып. 2. № 12. С. 10–17.

- Масленников Б.М., Кавицкая Ф.А. О фосфатном веществе фосфоритов // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 5. С. 990–992.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Маслов А.В. Доордовикские фосфориты и палеоокеанография: краткий геохимический экскурс в систематику редкоземельных элементов // Литосфера. 2017. № 1. С. 5–30.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180–196.
- Маслов А.В., Меерт Д., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Доклады Академии наук. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. Верхний венд востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюция биоты // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 520–542.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Турченко Т.Л. Pb-Pb возраст преобразования осадочных фосфоритов в нижнерифейских карбонатных отложениях саткинской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 35–41.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала. // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.
- Савенко В.С. О физико-химическом механизме образования морских фосфоритов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 972–976.
- Савенко А.В. Физико-химический механизм образования современных морских фосфоритов в океане // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 4. С. 526–529.
- Салдин В.А. Среднекаменноугольные фосфориты яйюской свиты в бассейне р. Няньворгавож (Лемвинская структурно-формационная зона) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 9–10. С. 8–15.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и S-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Термический анализ минералов и горных пород / В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина и др. Л.: Недра, 1974. 398 с.
- Холодов В.Н. Эпохи фосфатонакопления и биохимия фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 563–576.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 574)
- Юдович Я.Э. Геохимия осадочных пород (избранные главы): Учебное пособие. Компьютерная версия-2007. Сыктывкар: Кафедра геологии Сыктывкарского ун-та, 2007. 257 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Aberg G., Wickman F.E. Variation of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in water from streams discharging into the Bothnian Bay, Baltic Sea // Nordic Hydrol. 1987. V. 18. P. 33–42.
- Andreev Yu.G. The use of the serial-correlations concept in the figure-of-merit function for powder diffraction profile fitting // J. Appl. Crystallogr. 1994. V. 27. P. 288–297.
- Bau M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Miner. Petrol. 1992. V. 45. P. 231–246.
- Baddiel C.B., Berry E.E. Spectra structure correlations in hydroxy and fluorapatite // Spectrochim. Acta. Part A. 1966. T. 22. № 8. С. 1407–1416.
- Bea F. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts // J. Petrol. 1996. V. 37. № 3. P. 521–552.
- Chen D.F., Dong W.Q., Zhu B.Q., Chen X.P. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Douchantuo phosphorites in South China: constraints on early metazoan evolution and glaciation events // Precambrian Res. 2004. V. 132. P. 123–132.
- Cook P.J., Shergold J.H. Phosphate Deposits of the World. Proterozoic and Cambrian Phosphorites. V. 1. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2005. 386 p.
- Elderfield H., Greaves J. The rare earth elements distribution in seawater // Nature. 1982. 296. P. 214–219.
- Grazhdankin D.V. Late Neoproterozoic sedimentation in the Timan foreland // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Eds D.G. Gee, V.I. Pease. London: Geol. Soc., 2004. P. 37–46.
- Grunenwald A., Keyser C., Sautereau A.M., Crubezy E., Ludes B., Drouet C. Revisiting carbonate quantification in apatite (bio)minerals: a validated FTIR methodology // J. Archaeol. Sci. 2014. V. 49. P. 134–141.
- Jones B. Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. V. 111. P. 111–129.
- Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Turchenko T.L. Sr isotopic composition of Paleoproterozoic  $^{13}\text{C}$ -rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- Lewan M.D. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2231–2238.
- Noffke N. The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits // Earth-Sci. Rev. 2009. V. 96. № 3. P. 173–180.
- Noffke N., Gerdes G., Klenke T., Krumbein W.E. Microbially Induced Sedimentary Structures: A New Category within the Classification of Primary Sedimentary Structures // J. Sediment. Res. 2001. V. 71(5). P. 649.
- Notholt A.J.G., Sheldon R.P., Davidson D.F. Phosphate Deposits of the World. Phosphate Rock Resources. V. 2. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1989. 566 p.

- McArthur J.M., Walsh J.N. Rare-earth geochemistry of phosphorites // *Chem. Geol.* 1985. V. 47. P. 191–220.
- McRae N.D., Nesbitt H.W., Kronberg B.I. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 585–591.
- Morad S., Felitsyn S. Identification of primary Ce-anomaly signatures in fossil biogenic apatite: implication for the Cambrian oceanic anoxia and phosphogenesis // *Sediment. Geol.* 2001. V. 143. P. 259–264.
- O'shea D.C., Bartlett M.L., Young R.A. Compositional analysis of apatites with laser-Raman spectroscopy: (OH, F, Cl) apatites // *Arch. Oral. Biol.* 1974. V. 19. № 11. P. 995–1006.
- Plint A.G. Wave- and storm-dominated shoreline and shallow-marine systems / Eds N.P. James, R.W. Dalrymple // *Facies Models 4: GEOText 6.* Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 2010. P. 167–200.
- Quinby-Hunt M.S., Wilde P. Thermodynamic zonation in the black shale facies based on ironmanganese-vanadium content // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 297–317.
- Rehman I., Bonfield W. Characterization of hydroxyapatite and carbonated apatite by photo acoustic FTIR spectroscopy // *J. Mater. Sci.: Mater. Med.* 1997. V. 8(1). P. 1–4.
- Sheldon R.P. Ancient marine phosphates // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1981. V. 9. P. 251–284.
- Shields G., Stille P. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeo sea water redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites // *Chem. Geol.* 2001. V. 175. P. 29–48.
- Stüeken E.E., Kuznetsov A.B., Vasilyeva I.M., Krupenin M.T., Bekker A. Transient deep-water oxygenation recorded by rare Mesoproterozoic phosphorites, South Urals // *Precambrian Res.* 2021. V. 360. P. 106242.
- Shimoda S., Aoba T., Moreno E.C., Miake Y. Effect of solution composition on morphological and structural features of carbonated calcium apatites // *J. Dent. Res.* 1990. V. 69(11). P. 1731–1740.
- Thomas D.B., McGoverin C.M., R. Ewan Fordyce et al. Raman spectroscopy of fossil bioapatite — A proxy for diagenetic alteration of the oxygen isotope composition // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2011. V. 310. P. 62–70.
- Wignall P.B., Myers K.J. Interpreting benthic oxygen levels in mud rocks: a new approach // *Geology.* 1988. V. 16. P. 452–455.
- Xiao S., McFadden K.A., Peck S., Kaufman A.J., Zhou C., Jiang G., Hug J. Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models // *Precambrian. Res.* 2012. V. 192–195. P. 125–141.
- Ye Lianjun. *The Phosphorites of China.* Beijing: Science Press, 1989. 339 p.

Интернет-ресурсы: <https://ruff.info/> и KnowItAI™

## Composition and Formation Conditions of Neoproterozoic Phosphorites of the Middle Urals

M. T. Krupenin<sup>1, \*</sup>, A. B. Kuznetsov<sup>2, \*\*</sup>, D. A. Zamyatin<sup>1</sup>, E. A. Pankrushina<sup>1</sup>, S. V. Lepekha<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Zavaritskiy Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

<sup>2</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia

\*e-mail: [krupenin@igg.uran.ru](mailto:krupenin@igg.uran.ru)

\*\*e-mail: [antonbor9@mail.ru](mailto:antonbor9@mail.ru)

Phosphorite breccias compose a 6-m member in the Vendian terrigenous Kernos Formation in the basin of the Mezhevaya Utka and Sylvitsa rivers in the Middle Urals. Phosphorite pebbles and gravel are accumulations of fragments of redeposited crusts, originally formed in the early diagenesis near the surface of sandy-argillaceous deposits below the water-sediment boundary. Phosphorite is represented by fluorocarbonate apatite with unit cell parameter  $a$  from 0.9359 to 0.9363 nm, spectral mode parameters in Raman spectra (FWHM = 1–2  $\text{cm}^{-1}$  and position from 963 to 966  $\text{cm}^{-1}$ ), and a band at 1095  $\text{cm}^{-1}$  in IR spectra. The absorption bands at ~1430 and 1453  $\text{cm}^{-1}$  in the IR spectra correspond to the substitution of the orthophosphorus group by the carbonate ion (B-type). According to thermal analysis data, the  $\text{CO}_2$  content in apatite varies in the range of 0.04–0.8%, and the admixture of dispersed organic matter in the form of aliphatic compounds is 0.3–0.8%. Apatite is represented by two generations: primary in the form of basal structureless fine-crystalline cement and secondary in the composition of euhedral crystals up to 10  $\mu\text{m}$  in size. Both generations corrode detrital quartz grains. Secondary apatite is enriched in  $\text{P}_2\text{O}_5$ , CaO, and F and contains less  $\text{SiO}_2$ , FeO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO, and  $\text{K}_2\text{O}$  than primary apatite. The PAAS-normalized REE distribution has a smoothed profile with a La/Yb ratio of about 2 and positive Ce- and Eu anomalies in enrichment phosphorites. The average value of F/ $\text{P}_2\text{O}_5$  is 0.09 and corresponds to that in typical fluorocarbonate apatites that have undergone catagenesis. The high values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (from 0.7130 to 0.7253) in detrital phosphorites of the Kernos Formation suggest their deposition in a desalinated wave-dominated shallow-marine paleobasin near a significant inflow of continental waters or catagenetic recrystallization.

**Keywords:** structureless phosphorite, fluorocarbonate apatite, Vendian, Kernos Formation, Middle Urals.

УДК 551.7+551.8

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С, О НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДО-, СИН- И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНЫХ КАРБОНАТОВ ЛОНГДОРСКОГО ПОДНЯТИЯ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО ЩИТА (ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2023 г. А. В. Шацилло<sup>а</sup>, \*, С. В. Рудько<sup>б</sup>, \*\*, И. В. Латышева<sup>б</sup>,  
Б. Г. Покровский<sup>б</sup>, Д. В. Рудько<sup>а</sup>, И. В. Федюкин<sup>а</sup>, А. Б. Кузнецов<sup>с</sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,  
ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

<sup>б</sup>Геологический институт РАН,  
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: shatsillo@gmail.com

\*\*e-mail: rudko@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

После доработки 01.11.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Представлены новые данные об изотопном составе С и О в неопротерозойских карбонатах баллаганского и дальнетайгинского горизонтов юго-восточной окраины Патомского палеобассейна. В верхней части баллаганского горизонта установлена отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$ , сопоставимая по амплитуде и стратиграфическому положению с аномалией Трезона, предшествующей оледенению Марино. Карбонатные прослои в составе ледниковых отложений ничатской свиты дальнетайгинского горизонта имеют умеренно положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , а горизонт доломитов в основании постгляциальной последовательности характеризуется умеренно отрицательными значениями, типичными для венчающих карбонатов, связанных с завершением оледенения Марино. В нижней части постгляциальной последовательности (баракунская свита) происходит постепенное увеличение доли кальцита в карбонатной составляющей пород и сдвиг изотопного состава, соответствующий разнице коэффициентов фракционирования стабильных изотопов С и О для доломита и кальцита. Этот феномен, фиксируемый также в постгляциальных последовательностях Намибии и Канады, указывает на то, что состав карбонатных минералов определялся глобальным изменением химизма воды, а не постседиментационным замещением. Вышележащие карбонатные отложения дальнетайгинского горизонта в эпиплатформенной части Патомского палеобассейна (сеньская свита) обеднены  $^{13}\text{C}$  по сравнению с их шельфовыми аналогами на Уринском поднятии. Высказано предположение, что карбонатакопление в эпиплатформенных и шельфовых фациальных зонах Патомского палеобассейна происходило несинхронно. Реконструированный тренд вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  для дальнетайгинского горизонта характеризуется положительными и малоамплитудными отрицательными аномалиями  $\delta^{13}\text{C}$ , сходными с таковыми в формации Доушаньто Китая.

*Ключевые слова:* эдиакарий, криогений, Сибирская платформа, хемостратиграфия, аномалия Трезона.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22700021, **EDN:** IIWOBW

Разрезы позднего докембрия на юге средней Сибири, вскрытые в пределах Патомского нагорья и сопредельных регионах, представляют наиболее полную стратиграфическую последовательность верхней части неопротерозоя на Сибирской платформе [Журавлева и др., 1959; Чумаков, 1993; Иванов и др., 1995; Семихатов и др., 2004; Чумаков и др., 2007, 2013]. Развитые в этом регионе неопротерозойские отложения принадлежат Патомскому палеобассейну окраинно-континентального

типа. Карбонатные толщи Патомского палеобассейна стали одним из первых объектов для изучения аномальных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в неопротерозое [Покровский, Герцев, 1993], превосходящих по амплитуде вариации изотопного состава С в фанерозойских карбонатах. Подобные резкие вариации  $\delta^{13}\text{C}$  были зафиксированы в разрезах юдомского комплекса на Учуро-Майской плите Восточной Сибири [Семихатов и др., 2004].

В дальнейшем идентификация упомянутых аномальных вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в удаленных разрезах Патомской складчатой дуги и периферии Сибирской платформы позволили уточнить возраст и региональную корреляцию отложений Патомского бассейна, объединяемых в патомский комплекс [Покровский и др., 2006, 2015]. Верхняя часть разреза патомского комплекса, характеризовавшаяся отрицательной  $\delta^{13}\text{C}$  аномалией, была сопоставлена с позднеэдиакарской аномалией Шурам-Вонока, а залегающие ниже отложения, заключающие положительную  $\delta^{13}\text{C}$  аномалию и ледниковый горизонт в основании, были отнесены к терминальному криогению и раннему эдиакарию (ранний венд в отечественной терминологии). По мере наращивания данных по мировым неопротерозойским разрезам (в Китае, Омане, Намибии, Австралии) стало очевидно, что вековые вариации изотопного состава С в неопротерозое характеризовались большим числом кратковременных отрицательных экскурсов, разделяющих длительные периоды положительных аномалий [Halverson et al., 2005]. Отрицательные экскурсы, как казалось, могут быть связаны с ледниковыми периодами неопротерозоя [Hoffam, Schrag, 2002; Halverson et al., 2005; Tahata et al., 2013], или отвечать эволюционным перестройкам в биосфере [Narbonne et al., 1994; Macdonald et al., 2013], или поэтапной оксигенизации атмосферы [Fike et al., 2006; Cui et al., 2018].

Продолжающаяся дискуссия о природе и хронологии вариаций  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатных разрезах неопротерозоя спровоцировала новый виток изучения изотопного состава С и Sg в карбонатных отложениях в опорном разрезе венда Уринского поднятия [Рудько и др. 2017, 2020; Петров, Покровский, 2020] и в менее изученных районах Патомского нагорья [Покровский и др., 2021]. В настоящей работе представлены результаты изотопно-геохимического изучения неопротерозойских карбонатов в одном из труднодоступных районов – в восточной части Патомского нагорья (р. Сень, ключ Опорный, р. Желинда), характеризующем относительно слабо изученную эпиплатформенную часть Патомского бассейна (рис. 1). Бассейновый анализ и представленные в этой работе изотопные данные показывают, что карбонатакопление в эпиплатформенной части бассейна происходило несинхронно с районом Уринского поднятия и центральной частью бассейна (р. Жуя, верховья Малого Патома), а выявленные вариации изотопного состава С характеризуются ранее неустановленными отрицательными экскурсами. Существенно дополнены сведения о вариациях изотопного состава углерода ледниковых и постледниковых отложений позднего криогения–раннего эдиакария. Обсуждается значение установленных вариаций стабильных изото-

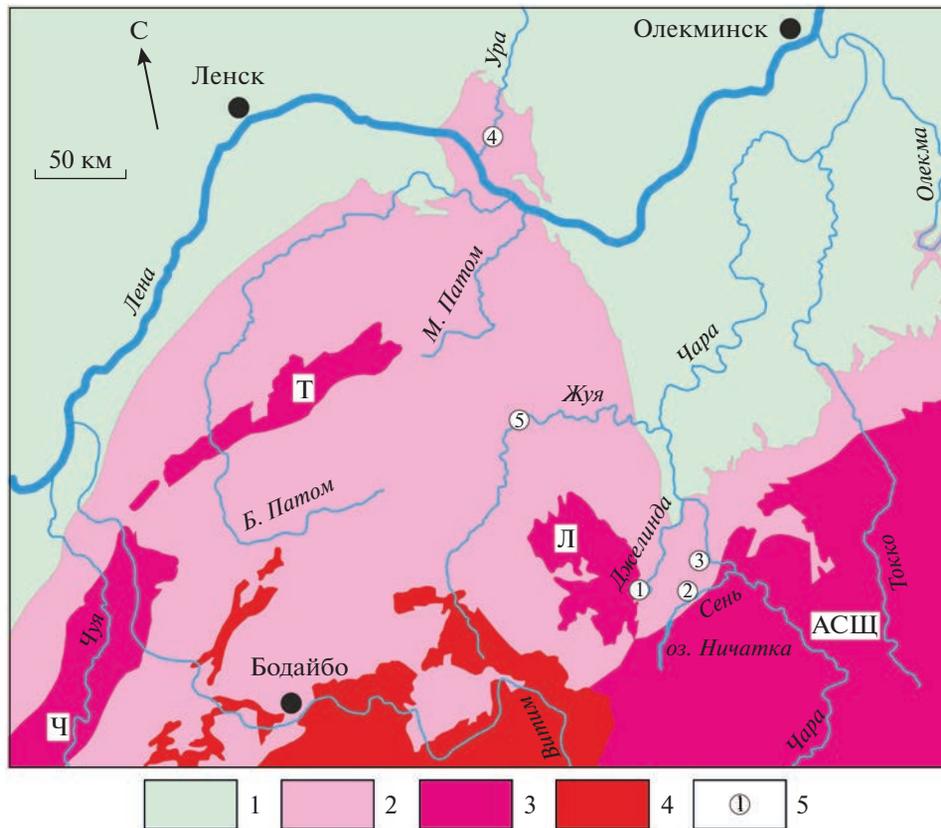
пов С и О для глобальной корреляции отложений позднего докембрия, включая изученные отложения Патомского бассейна.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований расположен на юго-восточной окраине Патомского нагорья между долиной р. Чара и Лонгдорским поднятием, вблизи его сочленения с хребтом Кодар. В тектоническом отношении район исследований принадлежит к Сибирской платформе. Наиболее древние позднедокембрийские осадочные породы – пурпольская и медвежевская свиты – обнажаются на склонах Лонгдорского поднятия, осевая часть которого сложена комплексами раннедокембрийского фундамента. Эти свиты, характеризующиеся исключительно терригенным составом отложений общей мощностью до 3 км [Огиенко и др., 1973]<sup>1</sup>, надстраиваются терригенно-карбонатной последовательностью, объединяемой в патомский комплекс [Журавлева и др., 1959; Салоп, 1964; Чумаков и др., 2007 и др.]. Патомский комплекс подразделен на три региональных горизонта – баллаганахский, дальнетайгинский и жуинский, прослеженных на площадях Патомского нагорья и примыкающей части Сибирской платформы [Государственная ..., 2010]. Каждый горизонт (серия) [Чумаков и др., 2007] начинается толщей конгломератов или песчаников, которые постепенно сменяются чередованием сланцев и карбонатных пород, а затем карбонатными толщами.

Баллаганахский горизонт подразделяется на харлухтахскую, хайвергинскую и бугарихтинскую свиты терригенного состава и терригенно-карбонатную мариинскую (на юге региона бодайбоканскую) свиту. В пределах Патомского нагорья мощность баллаганахского горизонта местами достигает 2.5 и даже 5.5 км [Государственная ..., 2010], но на изученном нами участке (район р. Желинда, рис. 2) она резко сокращается примерно до 0.5 км и горизонт не разделяется на свиты. Необходимо отметить, что в изученном районе и некоторых других разрезах Патомского нагорья в составе терригенной части баллаганахской серии встречаются диамиктиты, которые, возможно, представляют собой единый горизонт, связанный с неопротерозойским оледенением Стерт, чему не противоречат приведенные ниже оценки возраста для основания патомского комплекса. В частности, тиллоиды описаны в разрезе харлухтахской свиты на С–3 Патомского нагорья (р. Большая Чуя) [Красильников, 1990], есть сведения о присутствии подобных отложений на

<sup>1</sup> На склонах Лонгдорского поднятия осадочные толщи интенсивно деформированы, поэтому приведенные оценки мощности, вероятно, завышенные.



**Рис. 1.** Схема геологического строения Патомского нагорья и сопредельных территорий.

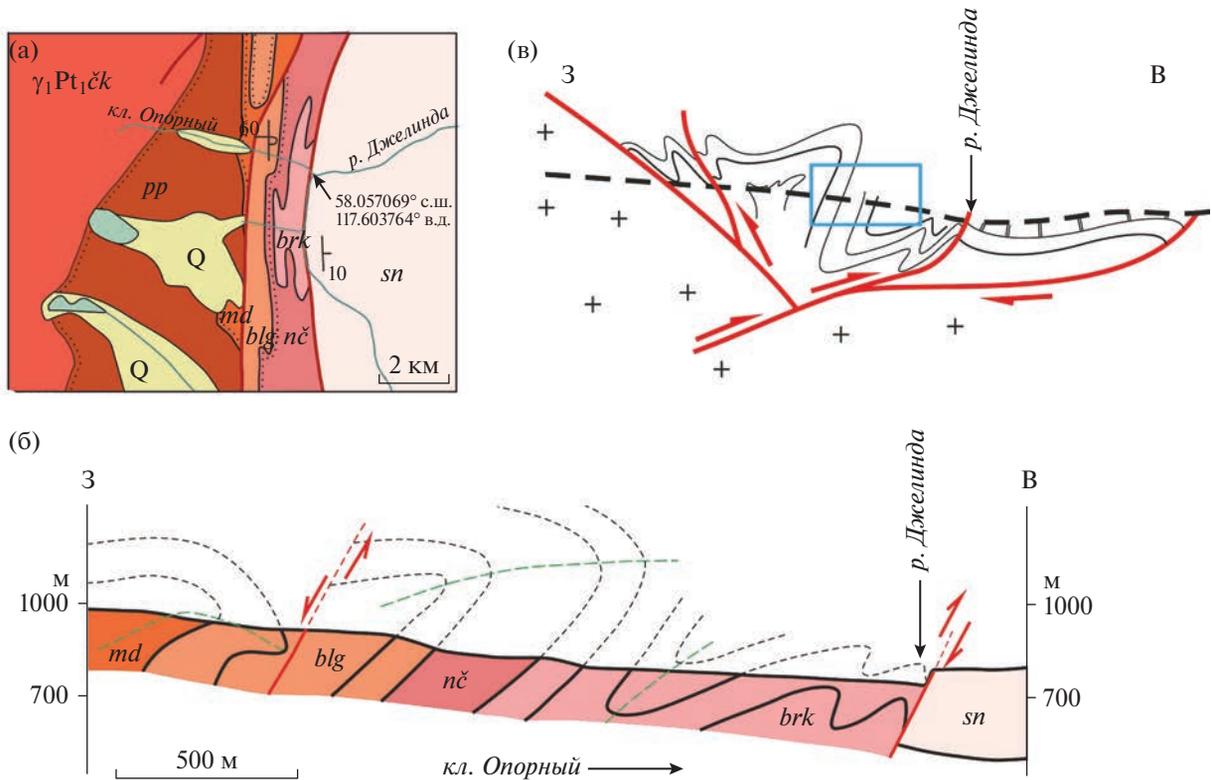
1 – платформенный чехол Сибирской платформы (с кембрия по силур и наложенные юрские впадины); 2 – позднедокембрийские комплексы; 3 – выходы раннедокембрийского фундамента (АСШ – Алдано-Становой щит, Л – Лонгдорское поднятие, Т – Тонодское поднятие, Ч – Чуйское поднятие); 4 – позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита и среднепалеозойские гранитоиды нерасчлененные; 5 – разрезы (1 – руч. Опорный и р. Желинда, 2 – р. Сень, 3 – реки Мокрый и Сухой Кумак-Улах, 4 – р. Ура, 5 – р. Жуя).

Тонодском поднятии (междуречье рек Витим и Большой Патом) [Иванов и др., 1995].

Дальнетайгинский горизонт в пределах Патомского нагорья и на прилегающих территориях существенно изменчив по мощности (от 1 до 4 км) и в районе р. Желинда включает “ледниковую” ничатскую свиту [Чумаков, Керницкий, 2016] и постгляциальные баракунскую и сеньскую свиты, характеризующиеся терригенно-карбонатным составом отложений. Перечисленные свиты рассматриваются как стратиграфические аналоги дальнетайгинской серии опорного разреза венда на Уринском поднятии [Чумаков, 1993; Чумаков и др., 2013 и ссылки в этих работах]. Вышележащая терригенно-карбонатная торгинская свита относится к жуинскому горизонту [Государственная ..., 2010], который в пределах всего Патомского бассейна характеризуется отрицательной аномалией  $\delta^{13}\text{C}$  [Покровский и др., 2006, 2021; Покровский, Буякайте, 2015] и уверенно сопоставляется с глобальной изотопной аномалией позднего эдиакария Шурам-Вонока.

Фациальная зональность Патомского бассейна менялась в ходе его длительной эволюции и установлена пока лишь в общих чертах. Реконструкция [Чумаков и др., 2007] предполагает, что началу формирования патомского комплекса предшествовал рифтовый этап, запечатленный в подстилающих отложениях медвежьей свиты. Отложения баллаганахско-дальнетайгинского времени рассматриваются как осадочная призма пассивной окраины Сибирской платформы, для которой выделяются: 1 – внутренняя часть бассейна (разрезы по рекам Жуя, Малый Патом), представляющая некомпенсированную область интенсивного прогибания; 2 – внешняя часть бассейна (разрезы Уринского и восточного склона Лонгдорского поднятий), которая большую часть времени соответствовала шельфу или склону шельфа; 3 – эпиплатформенная область (разрезы оз. Ничатка, по рекам Сень, Чара, Токко).

В рассматриваемом районе в направлении от периферии к центру платформы (от Лонгдорского поднятия к долине р. Чара, см. рис. 1) в разрезе отмечаются латеральные изменения, в частности



**Рис. 2.** Схема геологического строения района работ в верховьях р. Джелинда и по ключу Опорный (а, б), гипотетический разрез восточного склона Лонгдоржского поднятия (в). а, б – индексы подразделений (от более древних):  $\gamma_1Pt_1\check{c}k$  – гранитоиды чуйско-кодарского комплекса, pp – пурпольская свита, md – медвежеская свита, blg – баллаганахская серия/горизонт (харлухтахская, хайвергинская, бугарихтинская и мариинская свиты нерасчлененные), nч – ничатская свита, brk – баракунская свита, sn – сеньская свита (вещественный состав изученных стратиграфических подразделений см. рис. 3); схема (а) – составлена на основе геологической карты масштаба 1 : 200000, разрез (б) – составлен на основе полевых наблюдений, зеленый пунктир – оси складок, красный – разрывные нарушения; (в) – прямоугольником обозначен изученный участок разреза, пунктирная линия – современный эрозионный срез, горизонтальный и вертикальный масштаб условный, красные линии – разрывные нарушения.

сокращаются мощности свит, а нижние подразделения (пурпольская, медвежеская свиты и баллаганахская серия) восточнее оз. Ничатка выклиниваются [Ляхницкий, 1981; Огиенко и др., 1973; Колесников и др., 1985]. Далее к востоку – в междуречье рек Чара и Токко и к юго-востоку – р. Малая Тора нижняя часть разреза еще более сокращается и на породы фундамента трансгрессивно налегают отложения сеньской свиты [Бобров, 1979 и ссылки в этой работе]. Этот эпизод максимального затопления платформы соответствует наиболее глубоководным отложениям дальнетайгинской серии Уринского поднятия (уринская свита) [Петров, 2018], что дает основание для корреляции соответствующих стратиграфических подразделений.

Возраст патомского комплекса определяется в интервале поздний криогений–эдиакарий. Исторически основанием для этого служили аномальные вариации изотопного состава углерода в карбонатах [Покровский и др., 2006] в совокупности

с возрастающим вверх по разрезу отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$  [Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009], что является уникальной особенностью позднего неопротерозоя. Вендский (эдиакарский) возраст постгляциальной последовательности был обоснован находками комплекса микрофоссилий [Sergeev et al., 2011] и отпечатков *Beltannelloides* [Леонов, Рудько, 2012]. В последнее время получены геохронологические ограничения для возраста обсуждаемых отложений. В качестве нижнего возрастного ограничения патомского комплекса может быть принята U-Pb датировка циркона в  $709 \pm 7$  млн лет [Ларин и др., 2020] для гранитоидов язовского комплекса, интрузирующих нижнюю часть медвежеской свиты [Иванов и др., 1995] на С–3 Патомского нагорья (р. Верхняя Язовая – правый приток р. Витим в ее нижнем течении). Отмечается [Иванов и др., 1995], что на этом участке в верхнемедвежеской подсвите присутствуют гальки карбонатных метасоматитов, развитых в экзоконтактовых зонах

гранитоидов язовского комплекса. Для дальне-тайгинской серии на Уринском поднятии на основании Pb-Pb изотопного датирования карбонатов получены раннеэдиакарские оценки возраста, омолаживающегося вверх по разрезу:  $613 \pm 56$ ,  $581 \pm 16$  и  $575 \pm 20$  млн лет [Rud'ko et al., 2021]. Близкий возраст (U-Pb по монациту  $573 \pm 12$  млн лет [Meffre et al., 2008]) обоснован для хомолхинской свиты (золоторудное месторождение Сухой Лог), представляющей собой стратиграфический аналог валюхтинской свиты верхней части дальне-тайгинской серии в дистальной части Патомского бассейна. Минимальный возраст патомского комплекса ограничен ранним кембрием по присутствию в перекрывающих отложениях (тинновская и нохтуйская свиты) мелкораквиной фауны [Кочнев, Карлова, 2010].

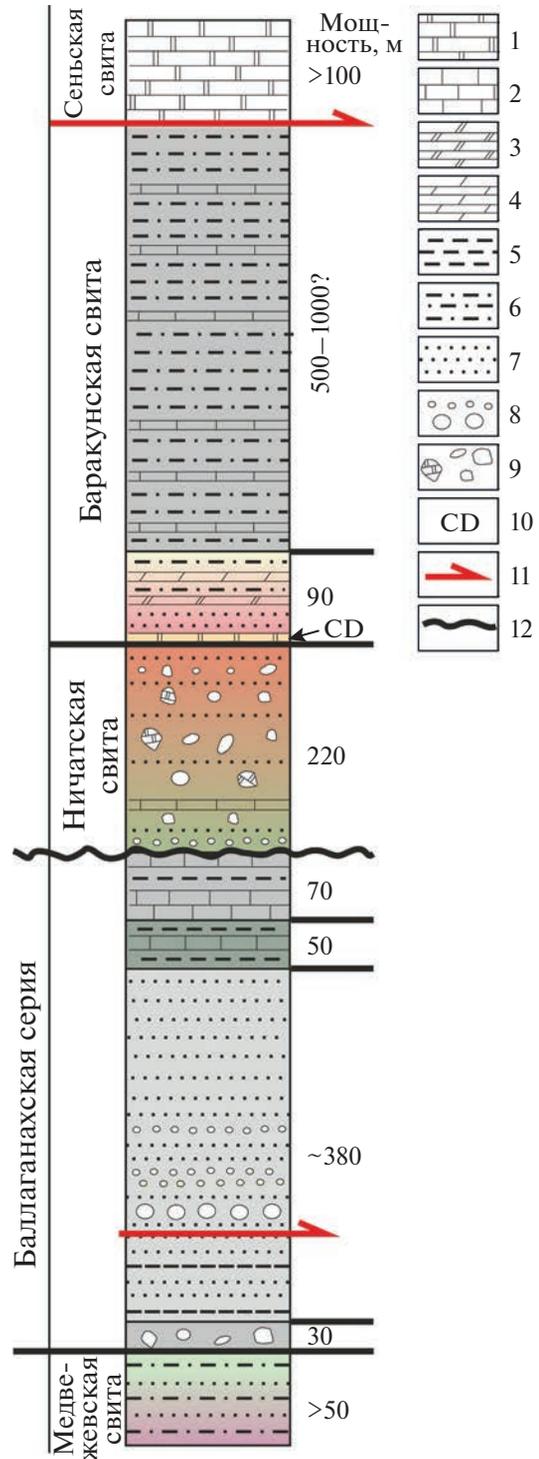
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

#### Разрез по ключу Опорный и р. Джелинда.

По этому участку, расположенному на восточном склоне Лонгдорского поднятия (см. рис. 2, рис. 3) получен основной объем изотопно-геохимических данных. Нижняя (обнаженная) часть разреза, включающая медвежевскую свиту, баллаганахскую серию, ничатскую и баракунскую свиты, вскрыта в долине ключа Опорный (это название дано Н.М. Чумаковым для безымянного левого притока р. Джелинда и не отражено на картах). Осадочные толщи неопротерозоя смяты здесь в крупную запрокинутую на восток складку с субгоризонтальным шарниром субмеридионального простирания. Каньон кл. Опорный сечет структуру вкрест простирания толщи, и разрез надстраивается в восточном направлении (вниз по течению ключа). Общая мощность обнаженной части разреза составляет около 1 км, эта оценка приближительна, поскольку средняя часть баллаганахской серии разбита разломами и осложнена приразрывными складками. В то же время благодаря контрастному литологическому составу пород можно заключить, что явных тектонических сдвиганий в общем разрезе нет.

Медвежевская свита, представляющая основание обнаженной части разреза, сложена рассланцованными лиловыми и зелеными алевролитами, с прослоями песчаников, общей мощностью не менее 50 м. На алевролитах медвежевской свиты залегает пачка переслаивания серых и зеленовато-серых кварцитовидных песчаников и алевролитов мощностью свыше 4 м, на которых, без видимого несогласия, залегает пачка диамиктитов мощностью около 30 м, рассматриваемая в работе [Огиенко и др., 1973], как базальный горизонт баллаганахской серии.

Ввиду отсутствия в литературе каких-либо сведений о баллаганахских диамиктитах кл. Опор-



**Рис. 3.** Стратиграфическая колонка обнаженной части разреза по ключу Опорный и р. Джелинда.

1 – доломиты, 2 – известняки, 3 – доломитовые мергели, 4 – мергели, 5 – аргиллиты и сланцы, 6 – алевролиты, 7 – песчаники, 8 – гравелиты и конгломераты, 9 – диамиктиты, в т.ч. с обломками доломитов, 10 – пласт венчающих доломитов, 11 – тектонический контакт, 12 – эрозионная граница. Цвет заливки соответствует окраске пород.

ный приведем их краткое описание, основанное на полевых наблюдениях и изучении шлифов. Диамиктиты (рис. 4а, б) характеризуются массивной текстурой и полимиктовым составом обломочного материала. В составе валунов и галек преобладают обломки гранитов, но также присутствуют мелкозернистые кристаллические сланцы, жильный кварц, зеленоватые мелкозернистые магматические или метаморфические (?) породы и гнейсы. Размер обломков и окатанность варьируют в широких пределах от гравия до крупных валунов и глыб (более 0.7 м), но гальки средней окатанности преобладают. Среди обломков присутствуют валуны с плоскими гранями, которые могут быть интерпретированы как “ледниковые утюги”. Обломки не ориентированы и “плавают”, не соприкасаясь, в матриксе. Матрикс диамиктитов темно-серый песчано-глинистый, обычно составляет более 50% породы. Целенаправленный поиск ледниковой штриховки на обломках нами не проводился, ранее Н.М. Чумакову (устное сообщение) ее обнаружить не удалось. Контакт диамиктитов с вышележащими зеленовато-серыми песчаниками и сланцами скрыт осыпью, выше по разрезу баллаганахской серии диамиктиты не встречены.

Вышележащий разрез баллаганахской серии представлен зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами с прослоями сланцев (около 200 м), надстраивающимися пачкой черных сланцев (70 м) с редкими маломощными (первые сантиметры) прослоями известняков (см. рис. 4ж), которые выше сменяются пачкой темно-серых глинистых известняков (30 м). Терригенно-карбонатная часть разреза соответствует мариинской свите [Огиенко и др., 1973; Чумаков, 1993, 2015].

Вышележащая часть разреза по кл. Опорный включает ничатскую и баракунскую свиты. Ничатская свита залегает на баллаганахской серии без видимого несогласия, ее подошва проводится [Чумаков, 2015] по маломощной (первые метры) пачке полимиктового конгломерата, содержащего, в том числе, и карбонатные гальки (см. рис. 4в). Основной объем ничатской свиты представлен диамиктитами массивными и слоистыми, сланцами с дропстоунами (упавшими камнями), а также редкими маломощными прослоями известняков и песчаников. Мощность ничатской свиты в изученном разрезе составляет по нашим замерам около 220 м. Грубая кластика диамиктитов ничатской свиты имеет полимиктовый состав, однако в отличие от диамиктитов баллаганахской серии в составе обломков значительная доля принадлежит доломитам (см. рис. 4г). Вверх по разрезу ничатской свиты вклад доломитовых обломков и их размерность убывают, при этом цвет матрикса диамиктитов меняется от темно-серого к зеленовато-серому и далее к красному, что, вероятно, связано с составом пород в области ледниковой

экзарации. Н.М. Чумаков рассматривает ничатскую свиту как элемент Среднесибирского гляциогоризонта и интерпретирует соответствующие отложения по кл. Опорный как продукты переотложения ледникового материала гравитационно-оползневыми процессами из относительно мелкозернистых эпиконтинентальных или шельфовых обстановок в более глубоководные части бассейна [Чумаков, Керницкий, 2016]. Глубоководная марино-гляциальная обстановка седиментации ничатской свиты предполагает отсутствие глубокой эрозии подстилающих ее отложений в результате ледниковой экзарации, т.е. отсутствие значительного перерыва между ничатской и мариинской свитами в изученном разрезе.

Гляциальные отложения ничатской свиты согласно перекрываются терригенно-карбонатной толщей баракунской свиты, с маркирующим [Покровский и др., 2010] пластом “венчающего доломита” (около 2 м) (см. рис. 4д) в основании. Вышележащий фрагмент разреза (30–50 м) представлен развалами красноцветных песчаников, надстраивающихся в коренном обнажении терригенно-карбонатной песчано-алевритовой толщей (до 40 м), в которой вверх по разрезу увеличивается вклад карбонатной составляющей, а цвет пород меняется от красного к темно-серому. Вышележащая глинисто-карбонатная “темноцветная” часть баракунской свиты интенсивно деформирована, что не позволяет адекватно оценить ее мощность и составить полный разрез. В этой связи для хемотратиграфических исследований темноцветная часть баракунской свиты опробовалась только в ее основании. В средней части этой толщи мы наблюдали терригенно-карбонатные ритмиты, содержащие редкие мелкие дропстоуны кварцита (см. рис. 4е). Наряду с дропстоунами в шлифах отмечалась песчаная приресь крупной размерности, привнесенная, вероятно, в результате ледового разноса.

Вышележащая сеньская свита на изученной площади имеет преимущественно доломитовый состав, с подчиненным количеством известняков и терригенных разностей пород, а ее мощность меняется с запада на восток (от Лонгдорского поднятия к долине р. Чара) от 1000 до 400 м [Огиенко и др., 1973]. Небольшой фрагмент разреза (13 м), относящийся к верхней части сеньской свиты (не более чем на 50–100 м ниже кровли свиты по структурному положению), был опробован нами по левому борту долины р. Джелинда, примерно 1.5 км ниже устья кл. Опорный.

Еще один фрагмент разреза сеньской свиты (42 м) был опробован нами в 30 км к востоку от устья кл. Опорный по левому борту долины р. Сень, ниже устья р. Урага (см. рис. 1), где сеньская свита имеет двучленное деление на нижнюю и верхнюю подсвиты [Колесников и др., 1985].



**Рис. 4.** Литологические особенности пород баллаганакского и дальнетайгинского горизонтов восточного склона Лонгдорского поднятия.

а, б – диамиктиты основания баллаганакской серии, в – конгломераты в основании ничатской свиты (валун в верхней части снимка представлен доломитом), г – диамиктиты из средней части ничатской свиты, включающие крупные карбонатные гальки, д – венчающие доломиты с ламинарной слоистостью из основания баракунской свиты (пришлифованный спил породы), е – глинисто-карбонатный тонкослоистый ритмиз из средней части баракунской свиты с дробстоуном песчаника, ж – будинированные прослои карбонатов в черных сланцах верхней части баллаганакской серии. Размер молотка –  $28 \times 17,5$  см.

Здесь, в 400 м выше уреза воды, в скальном уступе обнажаются серые массивные и тонкослоистые (в нижней части) доломиты с незначительной терригенной примесью; породы залегают субгоризонтально с небольшим падением в СЗ румбах. В соответствии с данными геологического картирования [Колесников и др., 1985], изученный

фрагмент разреза по р. Сень соответствует основанию верхней подсвиты сеньской свиты.

В статье мы дополнительно приводим данные по изотопному составу С, О в карбонатах (долоалевролитовые ритмизы, карбонатные песчаники) и карбонатных обломков из тиллитов ничатской свиты разреза р. Мокрый Кумах-Улах (ле-

вый приток р. Чара ниже устья р. Сень, см. рис. 1), расположенного в 40 км к востоку от кл. Опорный. Данные о геологическом строении этого участка приведены в работах [Чумаков, Керницкий, 2016; Шацилло и др., 2019].

## МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для изотопно-геохимических исследований было отобрано 134 образца (табл. 1). Шаг отбора составлял от первых десятков сантиметров (красноцветная часть баракунской свиты кл. Опорный, доломитовая пачка ничатской свиты на р. Мокрый Кумах-Улах) до первых метров. Карбонатные обломки диамиктитов ничатской свиты опробовались равномерно по всему разрезу.

Для определения изотопного состава С и О в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при 50°C. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  приводятся в промилле относительно стандарта PDB, значения  $\delta^{18}\text{O}$  – в промилле относительно стандарта SMOW. Для привязки результатов анализов к PDB и SMOW использовались сверочные пробы IAEA-C-O-1 и NBS-19. Точность определения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  находится в пределах  $\pm 0.2$  и  $\pm 0.1\text{‰}$  соответственно. Для изотопных анализов использовались микронавески, выбуренные портативным буром со “свежей” поверхности образцов, предварительно распиленных на камнерезном станке. Валовый состав основных и примесных элементов пород измерялся методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием портативного анализатора (pXRF) для геохимического анализа Vanta Olympus. Измерения выполнялись в лабораторных условиях с использованием рабочей станции Vanta, в режиме коллимации (с локальностью анализа 3 мм). При этом анализировались участки образцов, расположенные на расстоянии до 2 мм от точек пробоотбора на изотопно-геохимические исследования. Пределы обнаружения элементов, обсуждаемых в работе: Mg < 3000 ppm, Si < 400 ppm, Ca < 25 ppm, Sr < 5 ppm, полная характеристика pXRF Vanta доступна по ссылке: [https://www.olympusims.com/en/.downloads/download/?file=285216844&fl=en\\_US&inline](https://www.olympusims.com/en/.downloads/download/?file=285216844&fl=en_US&inline).

В статье дополнительно определен изотопный состав Sr в нескольких образцах известняков мариинской и ничатской свит. Работы выполнены в ИГГД РАН по стандартной методике, включавшей ступенчатое растворение карбонатных фракций [Кузнецов и др., 2008].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Баллаганахская серия (мариинская свита)*

Наиболее низкие опробованные уровни мариинской свиты представлены прослоями мергелистых известняков, вверх по разрезу они сменяются известняками в значительной степени обогащенными Sr (до 1616 мкг/г). На опробованном интервале (около 70 м разреза) в карбонатах наблюдается аномальное обеднение тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ , при этом значения  $\delta^{13}\text{C}$  постепенно возрастают от  $-13.9$  до  $-6.3\text{‰}$  к верхней границе мариинской свиты (рис. 5, см. табл. 1). Значение  $\delta^{18}\text{O}$  в известняках мариинской свиты варьирует в пределах весьма низких значений ( $16.8$ – $21.9\text{‰}$ ) и не испытывает направленных изменений по разрезу. Минимальное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известняках составило 0.7084 и наблюдается в одном из трех образцов с наиболее высоким содержанием Sr.

### *Ничатская свита*

Изотопный состав С и О одной из галек в составе базального конгломерата в основании ничатской свиты ( $\delta^{13}\text{C} = -4.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 21.9\text{‰}$ ) близок к соответствующим показателям нижележащих известняков мариинской свиты (см. рис. 5, табл. 1). С началом ледниковой седиментации ничатского времени накопление карбонатных отложений некоторое время сохранялось. Наиболее мощный (1 м) горизонт известняка, присутствующий в 20 м от основания ничатской свиты в разрезе ключа Опорный, также как и подстилающие отложения мариинской свиты, характеризуется относительно низкими значениями  $\delta^{13}\text{C} = -7.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 17.4\text{‰}$  и обогащен Sr (1487 мкг/г). Изотопный состав Sr в этом тонком карбонатном горизонте характеризуется резким обогащением радиогенным изотопом ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7107$ ), что могло быть вызвано его поступлением из подстилающих и перекрывающих глинистых пород при катагенетической перекристаллизации. Выше по разрезу в средней и верхней части ничатской свиты диамиктиты расслоены единичными тонкими прослоями доломитов, в которых изотопный состав С резко меняется до умеренно высоких положительных значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $+3.1$  до  $+6.3\text{‰}$ . Близкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  ( $+3.5$  до  $+5.5\text{‰}$ ) имеют стратифицированные карбонаты в верхней части ничатской свиты на р. Мокрый Кумах-Улах, представленные пластом доломитовых ритмитов (1.5 м) и единичными прослоями карбонатных песчаников (см. табл. 1). Опробованные карбонатные обломки в составе диамиктитов ничатской свиты представлены доломитом. Изотопный состав С в них не испытывает направленных изменений по разрезу и на ключе Опорный ха-

**Таблица 1.** Изотопный состав С, О и Sr в карбонатах и элементный (Mg, Ca, Si, Sr) состав неопрогерозойских пород Лонгдорского поднятия и западного склона Алданского щита

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Sr, ppm ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)	δ <sup>13</sup> C, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰
Разрез р. Джелинда*									
Сеньская, верхняя часть	Доломит	061-6	12.5	99 537	155 224	7123	44	3.3	22.8
	Доломит	061-5	10.5	120 046	157 248	3015	43	3.5	22.3
	Доломит	061-4	8	113 497	158 859	3306	41	3.7	25.0
	Доломит	061-3	5	113 614	160 261	0	44	3.7	23.5
	Доломит	061-2	3	87 473	152 457	23 296	46	3.8	25.4
	Доломит	061-1	0	100 081	154 250	5611	42	4.3	27.6
Разрез р. Сень*									
Сеньская, средняя часть	Доломит	067-1	42	75 379	132 413	78 306	66	1.0	26.1
	Доломит	067-2	39	101 271	145 099	46 795	58	-1.5	24.7
	Доломит	067-3	36	96 505	154 311	11 489	45	-1.5	23.9
	Доломит	067-4	33	88 692	133 052	48 160	77	-2.9	25.8
	Доломит	067-5	30	94 072	150 291	11 400	61	-2.3	24.5
	Доломит	067-6	27	105 000	153 719	11 015	75	-2.6	25.9
	Доломит	067-7	24	101 908	148 376	10 061	83	-3.6	25.4
	Доломит	067-8	21	98 983	153 238	12 870	69	-3.7	25.6
	Доломит	067-9	18	102 825	142 852	19 083	86	-3.1	26.3
	Доломит	067-10	15	129 735	155 279	22 603	92	-6.4	25.4
	Доломит	067-11	12	95 589	143 163	32 693	84	-2.3	28.2
	Доломит	067-12	9	82 658	134 181	50 753	46	-0.8	28.1
	Доломит	067-13	6	94 322	150 622	9 693	51	-0.8	26.0
	Доломит	067-14	3	88 017	141 400	18 088	61	-1.4	28.4
	Доломит	067-15	0	90 730	141 163	34 429	78	-2.6	26.5
Разрез кл. Опорный**									
Баракунская, средняя часть	Тонкослоистый мергель с дробстоуном	060-7-1		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-3.2	22
	Тонкослоистый мергель с дробстоуном	060-7-2		н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-3.5	21.1
Баракунская, нижняя часть	Темно-серый мергель	059-4	385.23	9456	188 149	69 255	477	-5.9	18.5
	Темно-серый мергель	059-3	382.73	—	237 077	49 825	658	-6.2	18.6
	Темно-серый мергель	059-2	372.73	—	249 131	38 328	612	-5.9	18.2
	Темно-серый мергель	059-1	367.73	—	231 909	32 188	492	-6.2	18.3
	Красноцветный мергель	50	362.23	—	248 894	54 695	311	-6.0	17.5
	Красноцветный мергель	51	362.01	7081	173 519	93 534	220	-5.8	17.2
	Красноцветный мергель	52	361.41	7473	259 794	50 158	364	-5.7	17.1
	Красноцветный мергель	53	361.17	11 773	53 498	193 246	73	-5.3	17.9
Красноцветный мергель	54	361.05	7218	204 176	60 721	296	-5.7	17.3	

Таблица 1. Продолжение

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Str, ppm ( <sup>87</sup> Str/ <sup>86</sup> Str)	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰
Баракунская, нижняя часть	Красноцветный мергель	55	360.81	9585	73367	164427	108	-5.5	17.5
	Красноцветный мергель	56	360.55	—	240788	52725	314	-5.7	17.3
	Красноцветный мергель	57	360.28	16258	175779	88246	209	-5.6	16.9
	Красноцветный мергель	58	360.09	9560	78403	176578	112	-5.4	17.6
	Красноцветный мергель	59	359.57	12555	190538	96569	208	-5.6	17.0
	Красноцветный мергель	60	359.24	15803	131054	134520	153	-5.5	17.6
	Красноцветный мергель	61	359.1	18624	152296	98583	168	-5.6	16.6
	Красноцветный мергель	62	358.99	—	243487	47655	273	-5.7	16.9
	Красноцветный мергель	63	358.77	5665	186943	95335	224	-5.7	17.0
	Красноцветный мергель	64	358.57	29391	107580	130036	124	-5.2	17.9
	Красноцветный мергель	65	358.34	28098	50275	164086	89	-5.1	18.2
	Красноцветный мергель	67	357.9	30978	83501	134148	158	-5.3	15.7
	Красноцветный мергель	68	357.68	35547	58404	157399	106	-5.0	18.9
	Красноцветный мергель	69	357.48	35935	106966	118398	183	-5.4	18.0
	Красноцветный мергель	70	357.4	13041	181983	73323	305	-5.7	17.6
	Красноцветный мергель	71	357.19	14181	199550	84929	339	-5.6	17.5
	Красноцветный мергель	72	356.79	31370	60095	184844	134	-5.1	18.3
	Красноцветный мергель	73	356.58	35302	44987	162354	134	-5.0	18.5
	Красноцветный мергель	74	356.42	20423	45113	142634	117	-5.0	19.0
	Красноцветный мергель	75	356.23	52992	81564	133254	167	-4.9	19.8
	Красноцветный мергель	76	355.76	34976	41169	165364	123	-4.7	19.5
	Красноцветный мергель	77	355.52	15607	20982	176052	277	-4.6	19.2
	Красноцветный мергель	78	355.35	28110	33302	205687	120	-4.8	18.5
	Красноцветный мергель	79	355.12	32620	44063	175423	164	-4.7	19.4
	Красноцветный мергель	80	354.92	30164	43189	173428	130	-4.9	19.3
	Красноцветный мергель	81	354.6	24983	23471	197599	85	-4.6	20.3
	Красноцветный мергель	82	353.86	23687	24613	190824	94	-4.6	21.5
	Красноцветный мергель	83	353.55	19733	25044	195958	101	-4.7	20.5
	Красноцветный мергель	84	353.3	32382	39423	181441	99	-4.6	20.8
	Красноцветный мергель	86	352.68	26985	21936	214303	83	-4.5	21.5
	Красноцветный мергель	87	352.35	18431	15717	201401	90	-4.4	21.3
	Красноцветный мергель	90	351.33	31867	47173	171845	105	-4.5	21.1
	Красноцветный мергель	91	350.73	33299	26543	205658	135	-4.4	21.2
	Красноцветный мергель	93	350.03	19243	17949	188206	91	-4.3	21.0
	Красноцветный мергель	94	349.73	14709	13628	272904	72	-4.6	20.6
	Красноцветный мергель	95	348.93	11784	9859	188808	91	-4.3	20.7
	Красноцветный мергель	101	346.32	51880	78556	101097	123	-4.4	22.2

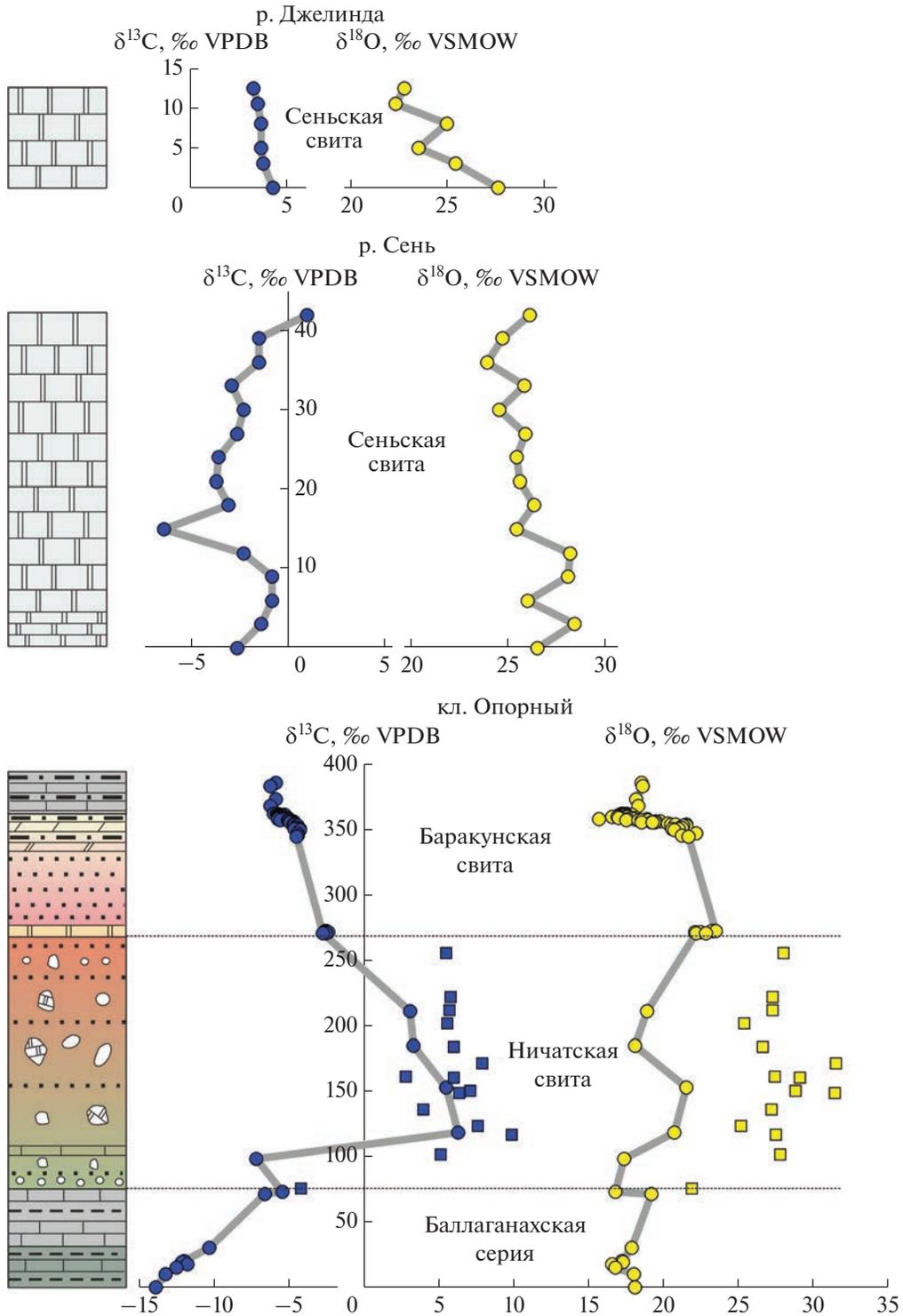
Таблица 1. Продолжение

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Str, ppm ( <sup>87</sup> Str/ <sup>86</sup> Str)	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰
Баракунская, нижняя часть	Красноцветный мергель	102	345.32	48286	63334	137505	117	-4.4	21.2
	Красноцветный мергель	103	344.34	58176	85781	96682	125	-4.5	21.7
	Венчающий доломит	058-8	272.24	103952	140771	14095	93	-2.5	23.3
	Венчающий доломит	058-7	272.04	75485	141992	17239	100	-2.6	23.4
	Венчающий доломит	058-6	271.87	75316	138030	19468	83	-2.5	23.2
	Венчающий доломит	058-5	271.62	83176	135456	26481	89	-2.5	23.5
	Венчающий доломит	058-4	271.37	75749	141966	18796	166	-2.5	22.1
	Венчающий доломит	058-3	270.97	75456	98623	94799	80	-2.4	22.5
	Венчающий доломит	058-2	270.75	90714	136687	24043	130	-2.5	22.2
	Венчающий доломит	058-1	270.45	82860	142659	20555	122	-2.7	22.8
Ничатская	Обломок доломита из диамиктита	057-1	255.45	113270	153630	8444	50	5.5	28.0
	Обломок доломита из диамиктита	056-8	221.8	89469	142864	13873	48	5.8	27.3
	Обломок доломита из диамиктита	056-10	211.8	113936	153842	1391	47	5.7	27.3
	Прослой зеленых алевролитов в диамиктитах	056-6	210.8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.1	18.9
	Обломок доломита из диамиктита	056-4	201.8	75576	158691	18818	285	5.6	25.4
	Тонкий прослой известняка 2 см в диамиктитах	056-3	184.8	—	87834	194144	450	3.3	18.1
	Обломок доломита из диамиктита	056-2	184	58409	127066	79614	148	6.0	26.6
	Обломок доломита из диамиктита	056-1	171	108775	152351	6542	74	7.9	31.5
	Обломок доломита из диамиктита	055-10	161	86494	155873	18139	103	2.8	27.4
	Обломок доломита из диамиктита	055-9	160	92291	149940	21634	80	6.0	29.1
	Карбонатный прослой с линзовидной слоистостью в диамиктите	055-8	153	16365	56147	211375	124	5.5	21.5
	Карбонатный матрикс диамиктита	055-7	150	75406	149292	15366	232	7.1	28.8
	Обломок доломита из диамиктита	055-6	148.7	82518	147094	25721	75	6.4	31.4
	Обломок доломита из диамиктита	055-5	135.7	78206	163682	9785	152	4.0	27.2
	Обломок доломита из диамиктита	055-4	123.7	61491	175061	7633	172	7.6	25.2
Тонкий доломитовый прослой в диамиктитах	055-3	118.7	24982	72939	194508	233	6.3	20.7	
Обломок доломита из диамиктита	055-2	116.7	79812	176798	6799	110	9.9	27.5	
Обломок доломита из диамиктита	055-1	101.7	81543	145631	21400	48	5.1	27.8	
Прослой известняка мощностью 1 м	054-5	98.2	—	243300	45051	1487 (0.7107)	-7.2	17.4	
Карбонатная галька из базального конгломерата	054-3	75.7	63852	168381	6669	657	-4.2	21.9	

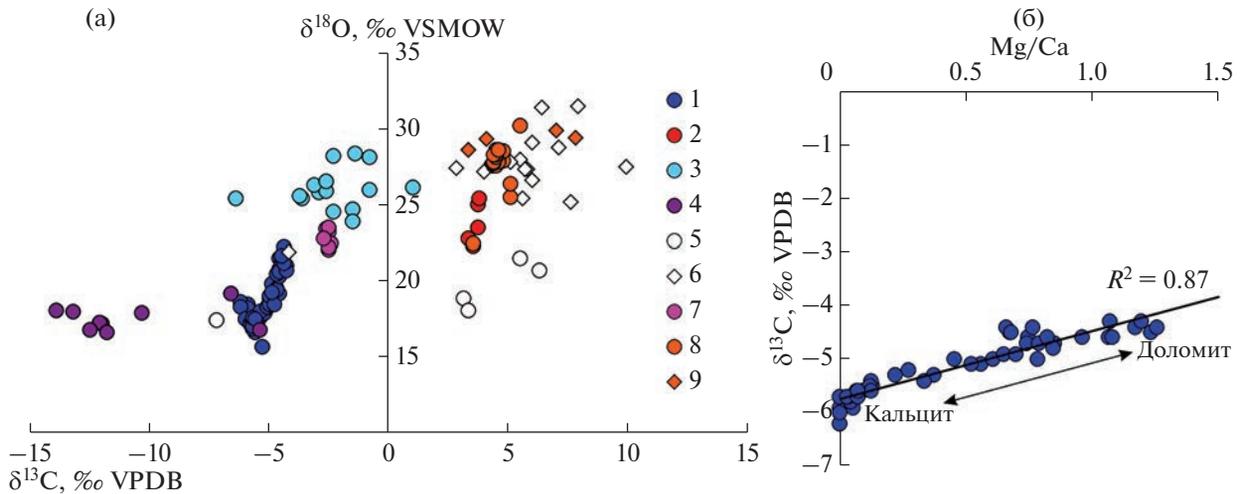
Таблица 1. Окончание

Свита или серия	Породы	Номер образца	Уровень отбора, м	Mg, ppm	Ca, ppm	Si, ppm	Str, ppm ( <sup>87</sup> Str/ <sup>86</sup> Str)	δ <sup>13</sup> C, ‰	δ <sup>18</sup> O, ‰	
Баллаганаская, верхняя часть	Серый мергель	054-2	73	11054	258279	26962	1616 (0.7084)	-5.4	16.8	
	Серый мергель	054-1	71	7468	271411	16874	1430 (0.7085)	-6.6	19.2	
	Серый мергель	053-5	30.5	15666	79984	189287	941	-10.3	17.9	
	Серый мергель	053-4	20.5	13075	56768	178273	732	-12.0	17.2	
	Серый мергель	053-3	19	23587	90921	97842	974	-12.1	17.3	
	Серый мергель	053-2	17.5	11537	26498	231159	334	-11.8	16.6	
	Серый мергель	053-1	15	18802	65886	204124	807	-12.5	16.8	
	Булина серых мергелей из черных сланцев	052-2	10	13999	26018	186347	372	-13.2	18.0	
	Булина серых мергелей из черных сланцев	052-1	0	38231	93643	70135	986 (0.7311)	-13.9	18.1	
	Разрез р. Мокрый Кумах-Улах									
	Ничатская	Карбонатный прослой выше ритмитов	2017-122		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	3.5	22.5
		Карбонатный прослой выше ритмитов	2017-121		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	5.1	25.5
Карбонатный прослой выше ритмитов		2017-120		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	5.1	26.4	
Доломитовый мергель		2017-188		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.7	28	
Доломитовый мергель		2017-183		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.8	27.9	
Доломитовый мергель		2017-176		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.6	28	
Доломитовый мергель		2017-172		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.4	27.6	
Доломитовый мергель		2017-169		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.6	27.8	
Доломитовый мергель		2017-166		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	27.6	
Доломитовый мергель		2017-162		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.6	28	
Доломитовый мергель		2017-159		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.8	28.5	
Доломитовый мергель		2017-154		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.6	27.8	
Доломитовый мергель		2017-151		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.4	27.7	
Доломитовый мергель		2017-148		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.4	27.8	
Доломитовый мергель		2017-141		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	28.2	
Доломитовый мергель		2017-134		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	28.1	
Доломитовый мергель		2017-124		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	28.3	
Доломитовый мергель		2015-95-1		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	28.5	
Доломитовый мергель		2015-94-1		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.5	28.6	
Доломитовый мергель	2015-93-1		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.4	28.3		
Доломитовый мергель	2015-92-1		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.6	28.6		
Доломитовый мергель	2015-91-1		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	5.5	30.2		
Обломок доломита из диамиктита	2017-197		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	7	29.9		
Обломок доломита из диамиктита	2017-196		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	3.3	28.6		
Обломок доломита из диамиктита	2017-195		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	7.8	29.4		
Обломок доломита из диамиктита	2017-194		Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	4.1	29.3		

Примечание. \* – уровень разреза от основания обнаженной части, \*\* – уровень разреза от первого появления карбонатных прослоев, прочерк – концентрация элемента ниже чувствительности прибора, Н.О. – не определялось.



**Рис. 5.** Вариации изотопного состава С и О в карбонатах изученных разрезов неопротерозоя по кл. Опорный, р. Джелинда и р. Сень. Кружками обозначены стратифицированные прослои, квадратиками – карбонатные обломки, вертикальный масштаб дан в метрах (для разреза по кл. Опорный – от уровня первого появления карбонатных прослоев в верхней части баллаганахской серии, для разрезов по рекам Сень и Джелинда – от основания обнаженной части). Легенду к литологическим колонкам см. рис. 3.



**Рис. 6.** Изотопный состав С и О в карбонатах балаганахской серии, ничатской, баракунской и сеньской свит (а); зависимость  $\delta^{13}\text{C}$  от  $\text{Mg}/\text{Ca}$  отношения в нижней части баракунской свиты разреза кл. Опорный (б). 1 – баракунская свита, кл. Опорный, 2 – сеньская свита, р. Джелинда, 3 – сеньская свита, р. Сень, 4 – балаганахская серия, кл. Опорный, 5 – ничатская свита, стратифицированные прослои, кл. Опорный, 6 – ничатская свита, обломки карбонатов в диамиктитах, кл. Опорный, 7 – баракунская свита, венчающие доломиты, кл. Опорный, 8 – ничатская свита, долоалевролиты и прослои карбонатов, р. Мокрый Кумах-Улах, 9 – ничатская свита, обломки карбонатов в диамиктитах, р. Мокрый Кумах-Улах. На рис. 6б точки ложатся на линию смешения кальцита и доломита (стрелка), ожидаемую при равновесном фракционировании стабильных изотопов между этими минералами и флюидом с одинаковым исходным изотопным составом.

рактируется разбросом значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $+2.8\text{‰}$  до  $+9.9\text{‰}$ , а на ручье Мокрый Кумах-Улах от  $+3.3\text{‰}$  до  $+7.8\text{‰}$ . В стратифицированных известняках и доломитах ничатской свиты значения  $\delta^{18}\text{O}$  составляют обычно  $18\text{--}20\text{‰}$ , но в мощном прослое тонкослоистого доломит-алевролитового ритмита достигают  $30.2\text{‰}$ , а в доломитовых обломках диамиктитов варьируют от  $25.2$  до  $31.5\text{‰}$ . Сходство изотопного состава доломитовой кластики диамиктитов на ключе Опорный и р. Мокрый Кумах-Улах (рис. 6а) указывает на общую питающую провинцию (область ледниковой экзарации) для рассматриваемых гляциальных отложений. Изотопный состав С и О карбонатной составляющей матрикса диамиктитов ничатской свиты на кл. Опорный ( $\delta^{13}\text{C} +7.1\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} 28.8\text{‰}$ ) соответствует усредненному составу доломитовой кластики ( $\delta^{13}\text{C} +6.0 \pm 1.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} 27.8 \pm 1.3\text{‰}$  соответственно).

#### Баракунская свита

Породы нижней части баракунской свиты были изучены наиболее детально (см. рис. 5, табл. 1). Венчающие доломиты кл. Опорный характеризуются выдержанными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (от  $-2.4\text{‰}$  до  $-2.7\text{‰}$ ) и  $\delta^{18}\text{O}$  (от  $22.1$  до  $23.5\text{‰}$ ).

После пропуска в необнаженной красноцветной терригенной части, разрез надстраивается красноцветными терригенно-карбонатными ритмично-слоистыми отложениями, подробно опробо-

ванными в хороших скальных выходах. На основании результатов анализа рXRF, установлено увеличение карбонатной составляющей в породе вверх по разрезу и, вместе с тем, постепенное уменьшение пропорции  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , связанное, очевидно, с изменениями в соотношении доломита и кальцита<sup>2</sup>. Увеличение доли кальцита в породах вверх по разрезу сопровождается уменьшением значений  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4.5$  до  $-6\text{‰}$  (коэффициент корреляции между  $\text{Mg}/\text{Ca}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в этой части разреза составляет  $R^2 = 0.87$ , см. рис. 6б). В вышележащей сероцветной части разреза значения  $\delta^{13}\text{C}$  перестают понижаться и колеблются около  $-6\text{‰}$ . Вместе с  $\delta^{13}\text{C}$ , значения  $\delta^{18}\text{O}$  понижаются от  $22\text{‰}$  в красноцветной до  $18.5\text{--}16\text{‰}$  в сероцветной пачке. Различие изотопного состава С и О для известняков и доломитов основания баракунской свиты, перекрывающих венчающие доломиты определяется, вероятно, особенностями фракционирования, поскольку это различие близко к ожидаемым значениям при равновесном выпадении кальцита и доломита из одинаковой (по изо-

<sup>2</sup> Полученные оценки имеют приблизительный характер, поскольку Са и Mg могут входить как в аутигенную карбонатную фракцию, так и в обломочную силикатную часть породы. Отметим, что в обсуждаемом интервале разреза корреляция между концентрациями Mg и Si отсутствует ( $R^2 = 0.02$ ), при этом отмечается сильная отрицательная корреляция между Са и Si ( $R^2 = 0.87$ ), усиливающаяся для Са + Mg и Si ( $R^2 = 0.91$ ). Это указывает на то, что основной вклад Са и Mg приходится на карбонатную составляющую породы.

топному составу) жидкости при температуре около 25°C (в доломите  $\delta^{13}\text{C} = 2.5\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 5-7\text{‰}$ ) [O'Neil, Epstein, 1966].

### *Сеньская свита*

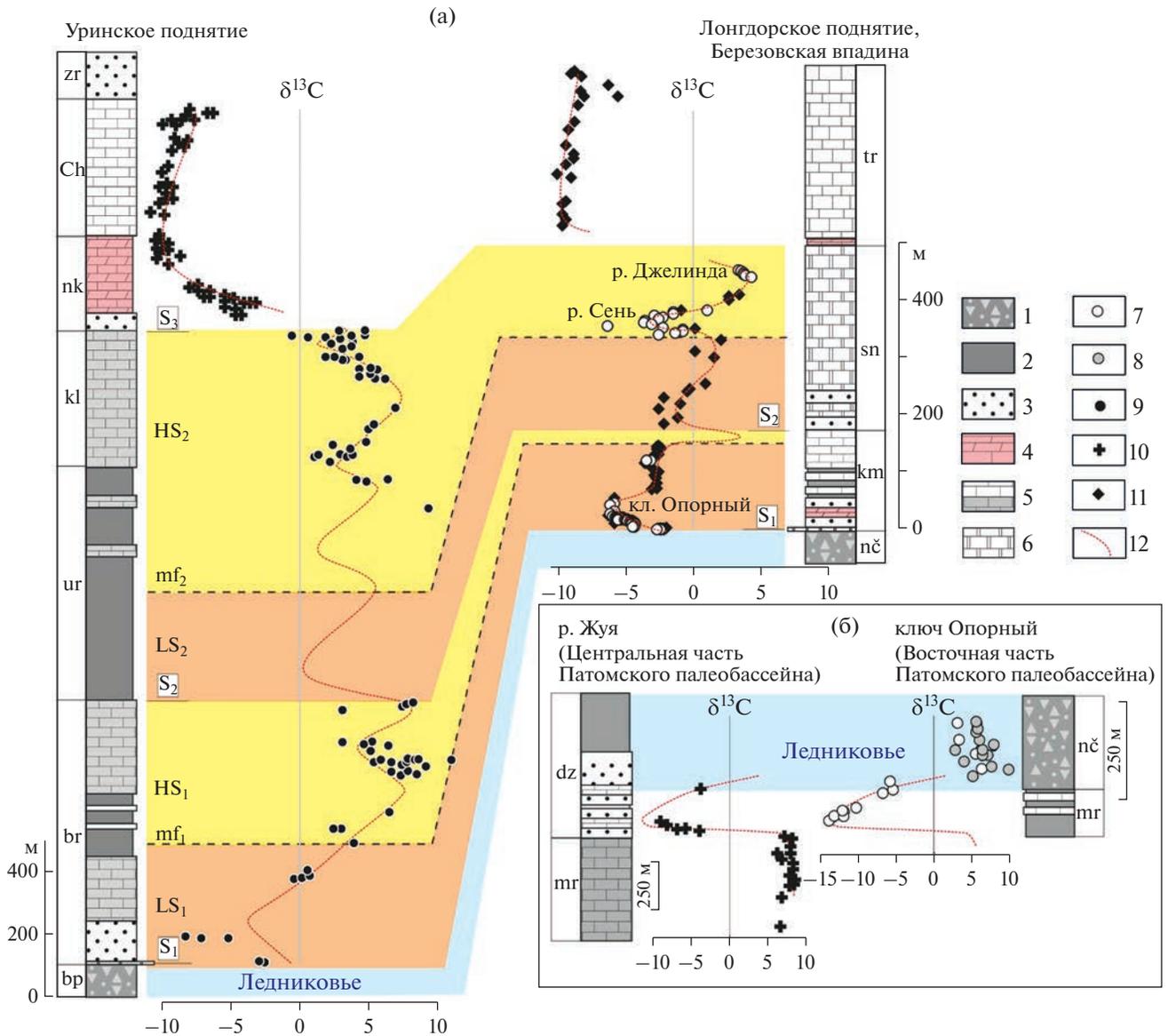
По результатам рXRF, изученные образцы сеньской свиты представлены “чистым” доломитом или доломитом с примесью силикокластической составляющей. Изотопные характеристики доломитов изученных разрезов по рекам Джелинда и Сень существенно различны (см. рис. 5, табл. 1). Фрагмент верхней части свиты, опробованный по р. Джелинда, характеризуется значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , изменяющимися снизу вверх от +4.3 до +3.3‰ и  $\delta^{18}\text{O}$  от 27.6 до 22.8‰, находящимися в прямой корреляционной зависимости (коэффициент  $R^2 = 0.86$ ). Отмеченная зависимость может указывать на частичное занижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  относительно первичных в результате диагенетических преобразований пород. В доломитах средней части сеньской свиты на р. Сень  $\delta^{13}\text{C}$  испытывает направленные флуктуации в пределах умеренно отрицательных значений, в целом возрастая от -2.6 до -0.8‰, а затем понижаясь до -4.5... -6.4‰ (единичный образец) в средней части опробованного интервала и постепенно возрастая до +1‰ к его верхней части. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитах р. Сень варьируют от 23.9‰ до 28.4‰ и в среднем понижаются вверх по разрезу, но с показателем  $\delta^{13}\text{C}$  не коррелируются.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в отложениях Патомского бассейна*

Изотопный состав углерода карбонатных пород в изученных разрезах восточной части Патомского бассейна испытывает вариации от аномально низких значений  $\delta^{13}\text{C}$  в мариинской свите (-13.9‰) к умеренно положительным значениям в ледниковых отложениях ничатской свиты (+6.3‰), затем понижается до -6.2‰ в нижней части постгляциальной последовательности баракунской свиты (рис. 7). Значительные вариации  $\delta^{13}\text{C}$  (от -6.4 до +4.3‰) установлены и в отложениях сеньской свиты. Переходных значений между приведенными выше экстремумами проследить в полной мере не удастся в силу неполной обнаженности свит, эпизодичности карбонатонакопления и возможных перерывов в осадконакоплении. Тем не менее, как будет показано ниже, выявленные аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  отражают пространственно-временные вариации изотопного состава С в Патомском бассейне, согласуются с данными по другим районам на отдельных интервалах или же частично заполняют лакуны на ранее неопробованных интервалах.

В восточной части Патомского бассейна карбонатные породы, подстилающие Среднесибирский гляциогоризонт, были опробованы впервые. Установленное в разрезе ключа Опорный возрастание параметра  $\delta^{13}\text{C}$  от аномально низких значений характеризует непосредственно переход от глинисто-карбонатных отложений баллаганакской серии (мариинская свита) к отложениям ничатской свиты с признаками ледниковой седиментации и редкими прослоями карбонатов. Ранее обедненные изотопом  $^{13}\text{C}$  карбонаты в отложениях мариинской свиты не фиксировались. В темно-серых известняках мариинской свиты в типовом разрезе на р. Жуя (см. рис. 1) при исследовании изотопного состава С было установлено позитивное плато в области высоких значений  $\delta^{13}\text{C} +5...+8\text{‰}$  [Покровский и др., 2006; Антипин и др., 2015]. Такие же высокие значения регистрируются в единственном небольшом обнажении мариинских известняков на р. Большой Патом (неопубликованные данные С.В. Рудько); умеренно положительные значения от +0.9 до +5.4‰ установлены в доломитах, подстилающих Среднесибирский гляциогоризонт на р. Большая Чуя в западной части Патомского палеобассейна [Покровский, Буякайте, 2015]. Вариации  $\delta^{13}\text{C}$  в породах мариинской свиты вряд ли можно объяснить различной диагенетической историей, учитывая, что карбонаты с ультратяжелым и ультралегким изотопным составом С характеризуются близкими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ , а также близким содержанием Sg и примесных элементов. Предледниковая отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  может быть прослежена в пределах Патомского бассейна, если допустить, что нижняя граница сопоставляемых (см. например, [Чумаков и др., 2007]) внутри Среднесибирского гляциогоризонта свит является диахронной. В частности, по стратиграфическому положению, со Среднесибирским гляциогоризонтом сопоставляется джемкуканская свита р. Жуя, не несущая явных признаков ледникового происхождения. Переход к аномально низким значениям  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе р. Жуя отмечается именно в джемкуканской свите, представленной карбонатными песчаниками и известняками, переслаивающимися с черными сланцами и залегающими здесь на известняках мариинской свиты. На основании хемотратиграфической корреляции отрицательной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  можно сделать заключение, что карбонатные породы нижней части джемкуканской свиты р. Жуя и карбонатные отложения мариинской свиты кл. Опорный, подстилающие ледниковые отложения ничатской свиты, близки по возрасту. Корреляция отрицательной аномалии мариинской свиты кл. Опорный с нижней частью джемкуканской свиты р. Жуя предполагает, что: 1 – нижняя граница джемкуканской свиты р. Жуя



**Рис. 7.** Корреляция изотопных трендов С в постгляциальных отложениях дальнетайгинского горизонта эпиplatformенной (Березовская впадина, Лонгдорское поднятие) и шельфовой частей (Уринское поднятие) Патомского палеобассейна (а); корреляция изотопных трендов С баллагананского горизонта и ледниковой части дальнетайгинского горизонта восточной (кл. Опорный) и центральной части (р. Жуя) Патомского палеобассейна (б).

1 – диамиктиты; 2 – аргиллиты; 3 – песчаники и алевролиты; 4 – красноцветные мергели и мергелистые известняки; 5 – углеродистые известняки и известняки; 6 – доломиты; 7–10 – точки со значениями  $\delta^{13}C$  (7 – стратифицированные карбонаты, настоящая работа, 8 – переотложенные класты в диамиктитах, настоящая работа, 9 – опубликованные в работе [Рудько и др., 2017], 10 – для никольской, ченчинской – опубликованные в работе [Melezhik et al., 2009], 11 – для торгинской и верхней части сеньской свит – опубликованные в работе [Покровский и др., 2006], для кумах-улахской и нижней части сеньской свит опубликованные в работе [Покровский и др., 2010]; 12 – предполагаемый тренд изменений  $\delta^{13}C$ .

Индексы для свит: br – большепатомская, br – баракунская, ur – уринская, kl – каланчевская, nk – никольская, sp – ченчинская, zr – жербинская, нч – ничатская, km – кумах-улахская, sn – сеньская, tr – торгинская, dz – джемкунканская, mr – мариинская. Индексы для секвенс-стратиграфической схемы:  $S_{1,2}$  – подошва секвенций,  $LS_{1,2}$  – система трактов низкого стояния уровня моря,  $HS_{1,2}$  – система трактов высокого стояния уровня моря,  $mf_{1,2}$  – поверхность максимального затопления.

диахронна подошве большепатомской и ничатской свит, которые определяются появлением диамиктитов, то есть началом ледниковой седиментации; 2 – накопление известняков, подсти-

лающих ледниковый горизонт, происходило несинхронно – сначала в центральной части Патомского бассейна и лишь затем в восточной (см. рис. 7).

Изотопный состав углерода карбонатных валунов в составе диамиктитов ничатской свиты ( $\delta^{13}\text{C}$  от +2.8 до +9.9‰) оказался близок к карбонатам мариинской свиты в ее типовом разрезе на р. Жуя. Однако  $\delta^{13}\text{C}$  одного из обломков в базальном конгломерате разреза ничатской свиты на кл. Опорный соответствует подстилающим отложениям, обедненным тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . Кроме того, в диамиктитах большепатомской свиты на Уринском поднятии ранее были обнаружены карбонатные обломки с отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и характерным для мариинской свиты высоким содержанием Sr (до 2270 мкг/г) [Покровский и др., 2010]. Учитывая новые данные об отрицательном экскурсе  $\delta^{13}\text{C}$  в доледниковой карбонатной последовательности, можно заключить, что эти валуны происходят из эродированной ледником верхней части мариинской свиты. Неравномерное срезание отрицательной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  в верхней части баллаганахской серии на площади Патомского палеобассейна перекрывающимися ее ледниковыми отложениями свидетельствует о том, что эта аномалия не может быть связана с процессами катагенеза.

Изотопные данные для самого ледникового горизонта получены по известнякам в основании ничатской свиты (ключ Опорный) и доломит-алевролитовым ритмитам в ее верхней части (р. Мокрый Кумах-Улах). Первые по химическим и изотопным характеристикам ( $\delta^{13}\text{C} = -7.2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 17.4\text{‰}$ ) близки к подстилающим обедненным  $^{13}\text{C}$  известнякам и ложатся на линию тренда постепенного утяжеления изотопного состава C в Патомском палеобассейне с началом оледенения. Вторые интерпретированы как карбонатные отложения короткого межледниковья [Шацилло и др., 2019] во время оледенения. Умеренные положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  этого слоя (около +4.6‰) заметно ниже усредненных значений  $\delta^{13}\text{C}$  для карбонатных кластов и матрикса (+6 и 7.1‰) диамиктитов ничатской свиты, а высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (до 30.2‰) карбонатного ритмита свидетельствуют против существенного нарушения изотопного состава C за счет взаимодействия с терригенной составляющей породы. Таким образом, микритовый доломит в составе ритмита вряд ли можно рассматривать как карбонатную муку из области ледниковой экзарации, а предпочтительнее считать хемогенным, осаждавшимся из растворов во время межледниковья. Песчаники с доломитовым цементом в средней части ничатской свиты по изотопному составу близки к переотложенным обломкам мариинской свиты и их связь с морской водой ничатского времени не очевидна.

Изучение венчающих доломитов на ключе Опорный и р. Сень [Покровский и др., 2010] в

очередной раз подтверждает выдержанность изотопных характеристик этого слоя, маркирующего начало дегляциации, для которого характерны умеренно низкие значения  $\delta^{13}\text{C}$  от  $-4$  до  $-2\text{‰}$ . Изотопно-геохимические данные по базальным уровням постгляциальной последовательности баракунской и кумах-улахской свит до сих пор имели фрагментарный характер [Покровский и др., 2006, 2010; Покровский, Буякайте, 2015; Рудько и др., 2017] и указывали на наличие небольшого отрицательного экскурса  $\delta^{13}\text{C}$  вслед за накоплением венчающих доломитов. Детальные исследования разрезов кл. Опорный показали, что вариации  $\delta^{13}\text{C}$  ( $-4\text{‰}$ ... $-6\text{‰}$ ) в основании постгляциальной последовательности хорошо объясняются изменением минерального состава карбонатных осадков при неизменном изотопном составе растворенного неорганического C в водах бассейна. Это указывает на сохранность изотопных значений среды седиментации, а также на первично-осадочную природу кальцита и доломита. В перекрывающихся отложениях кумах-улахской свиты, по данным [Покровский и др., 2010], наблюдается медленное восстановление слабо отрицательных значений  $\delta^{13}\text{C}$ , продолжающееся в нижней части вышележащей сеньской свиты [Покровский и др., 2006].

На первый взгляд, продолжительная отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  в восточных разрезах Патомского бассейна (баракунская, кумах-улахская и сеньская свиты) плохо согласуется с быстрым ростом значений  $\delta^{13}\text{C}$  и продолжительной положительной аномалией, присущей дальнетайгинской серии Уринского поднятия [Покровский и др., 2006; Рудько и др., 2017]. Однако, вариации изотопного состава в постгляциальных последовательностях Патомского бассейна можно согласовать, если учитывать данные об эволюции бассейна и его секвентно-стратиграфическую модель, разработанную на примере разрезов Уринского поднятия [Петров, 2018]. Отложения дальнетайгинской серии Уринского поднятия соответствуют периферийной, но некомпенсированной, интенсивно прогибавшейся части бассейна. Накопление карбонатных отложений здесь происходило на стадиях низкого стояния уровня моря или на поздних стадиях высокого стояния уровня моря, за счет постепенной проградации осадочной призмы и обмеления бассейна. Во время максимумов трансгрессий карбонатный режим седиментации сменялся глинисто-терригенным, что является причиной отсутствия хеостратиграфических данных по  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах для интервалов нижней и средней частей баракунской свиты и большей части уринской свиты дальнетайгинской серии Уринского поднятия. Накопление карбонатных отложений баракунской, кумах-улахской и сеньской свит, за-

нимавших эпиплатформенную часть бассейна, происходило, напротив, во время максимальных трансгрессий, а стадиям низкого стояния уровня моря и относительной регрессии в периоды высокого стояния уровня моря здесь соответствуют перерывы седиментации. Исходя из такой модели, отложения баракунской свиты кл. Опорный регистрируют обеднение тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  вод бассейна во время трансгрессии баракунской секвенции. Отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  в нижней части сеньской свиты [Покровский и др., 2006], уже соответствуют трансгрессивному тракту уринско-каланчевской секвенции. Т.е. баракунская/кумах-улахская и сеньская свиты, представляющие эпиплатформенную часть бассейна, разделены длительным перерывом седиментации, охватывавшим весь интервал положительной аномалии  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах баракунской свиты периферийной части бассейна.

Вариации изотопного состава С в сеньской свите изучены по-прежнему очень неполно из-за фрагментарной обнаженности. Имеющиеся данные позволяют наметить черты изотопного тренда лишь в первом приближении и требуют проверки. Возрастание параметра  $\delta^{13}\text{C}$  от умеренно отрицательных ( $-2.6\text{‰}$ ) до низких положительных значений ( $+0.9\text{‰}$ ) наблюдается в нижней части сеньской свиты на р. Сухой Кумах-Улах [Покровский и др., 2006]. Похожий тренд, но с большей амплитудой вариаций (от  $-6$  до  $+0.8\text{‰}$ ) установлен нами на р. Сень. Эти значения можно с осторожностью отнести к более высоким уровням в средней части сеньской свиты. Тренд возрастания значений  $\delta^{13}\text{C}$  в верхней части сеньской свиты подкрепляется данными, полученными [Покровский и др., 2006] на водоразделе рек Сухой Кумах-Улах и Чара, а самые высокие значения ( $+4.3\text{‰}$ ), но с ниспадающим трендом, регистрируются в верхней части свиты в разрезе р. Джелинда. Вариации в области отрицательных значений  $\delta^{13}\text{C}$  в нижней и средней частях сеньской свиты, как уже было сказано, в первом приближении характеризуют время максимальной трансгрессии уринско-каланчевской секвенции. Положительный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  в верхней части сеньской свиты согласуется с положительным экскурсом в каланчевской свите и соответствует стадии высокого стояния уровня моря. Это позволяет заключить, что карбонатные отложения верхней части дальнетайгинского горизонта Уринского поднятия и восточной части бассейна, скорее всего, формировались синхронно.

*Глобальная корреляция вариаций  $\delta^{13}\text{C}$   
Патомского палеобассейна*

Патомский комплекс достаточно равномерно насыщен карбонатными породами, встречающи-

мися на протяжении всего разреза. Поэтому С- и Sr-изотопно-хемостратиграфические данные стали основой для глобальной корреляции неопротерозойских отложений на юге Сибири. Сейчас эдиакарский возраст постгляциальной части дальнетайгинского горизонта и жуинского горизонта можно считать доказанным, а хорошая изученность состава стабильных изотопов С и О и низкая степень диагенетического преобразования пород на отдельных интервалах разреза, позволяют реконструировать вековые вариации геохимических характеристик неопротерозойского океана. Это справедливо, как для Sr хемостратиграфии дальнетайгинской [Рудько и др., 2020; Rudko et al., 2021] и жуинской серий [Melezhik et al., 2009], так и для С хемостратиграфии [Покровский и др., 2006; Покровский, Буякайте, 2015; Melezhik et al., 2009]. Ключевой проблемой стратиграфии патомского комплекса остается глобальная корреляция Среднесибирского гляциогоризонта в основании вендской части разреза с той или иной ледниковой эпохой неопротерозоя и, соответственно, стратиграфический объем дальнетайгинской серии [Рудько и др., 2017, 2020].

Полученные сведения о том, что отрицательная  $\delta^{13}\text{C}$  аномалия в мариинской и джемкуканской свитах предшествует ледниковью, является аргументом в пользу корреляции Среднесибирского горизонта с ледниковой эпохой Марино, завершающей криогений. В преддверии этой ледниковой эпохи глобально проявлена отрицательная  $\delta^{13}\text{C}$  углеродная аномалия, получившая название Трезона по одноименной формации Аделаидского бассейна Австралии. Эта аномалия обнаружена в отложениях Австралии, Канады, Намибии и Шпицбергена [Halverson et al., 2005 и ссылки в этой работе]. Таким образом, для Среднесибирского ледникового горизонта выявлен более полный набор хемостратиграфических признаков оледенения Марино: крупная отрицательная  $\delta^{13}\text{C}$  аномалия (с амплитудой до  $20\text{‰}$ ) в непосредственно подстилающих тиллиты отложениях и перекрывающие его венчающие доломиты с характерными типичными структурами [Чумаков и др., 2013] и С-изотопными характеристиками [Покровский и др., 2010]. Изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных горизонтах, отмеченных  $\delta^{13}\text{C}$  аномалией Трезона, в Австралии, Намибии и Канаде определено в пределах  $0.7073\text{--}0.7075$  [Ahm et al., 2021]. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (минимальное значение  $0.7084$ ) в мергелистых известняках из верхней части баллаганахской серии на кл. Опорный оказалось заметно выше и, вероятно, нарушено, учитывая тенденцию карбонатов к обогащению радиогенным изотопом  $^{87}\text{Sr}$  в диагене.

Справедливо отметить, что до сих пор непонятно, является ли перечисленный набор призна-

ков (за исключением изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которое демонстрирует направленный рост в криогении и эдиакарии) уникальной чертой лишь одного ледникового события конца криогения, или он типичен для неопротерозойских оледенений вообще, или же только для тех, которые считаются глобальными. Однако до сих пор не было прецедента, чтобы крупная аномалия, подобная по масштабам аномалии Трезона, была выявлена под ледниковыми отложениями эдиакария (оледенение Гаскье и его возрастные аналоги) или в близких по возрасту отложениях. Кроме того, эдиакарский возраст отложений, согласно перекрывающих Среднесибирский ледниковый горизонт, исключает возможность корреляции этого горизонта с ледниковыми эпохами древнее Марино.

Так же как это отмечается для разрезов формации Трезона в Австралии, различная глубина эрозии отложений с отрицательной “мариинской” аномалией свидетельствует о том, что обсуждаемый отрицательный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$  не является результатом высокотемпературного нарушения изотопных систем в позднем диагенезе. Природу аномалии можно связывать либо с вековыми вариациями растворенного в воде неорганического углерода, либо с латеральными вариациями изотопного состава С в различных фациальных условиях [Klaebe, Kennedy, 2019]. В случае Патомского палеобассейна первый вариант кажется более правдоподобным, поскольку изотопный состав С кардинально меняется в монотонных, с точки зрения фациальных обстановок, относительно глубоководных мергелистых и черносланцевых отложениях.

Сведения о вариациях  $\delta^{13}\text{C}$  непосредственно во время оледенений неопротерозоя остаются скудными, что не удивительно, поскольку карбонатная седиментация была резко подавлена. Большая часть карбонатного материала в составе ледниковых отложений могла быть переотложена из подстилающих отложений “теплых” эпох. Карбонатные горизонты могут быть связаны с короткими межледниковьями как это предполагается для доломитового ритмита в верхней части ничатской свиты, имеющего умеренные положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (+4.6‰) и близкие к морским значения  $\delta^{18}\text{O}$  (30.2‰). Умеренно положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (от –2 до +5‰) также получены для континентальных карбонатов ледниковых отложений неопротерозойской формации Вилсонбрин ледниковой эпохи Марино [Fairchild et al., 2016]. В то же время карбонатные отложения более древнего оледенения Стерт характеризуются умеренно-отрицательными значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (от –4 до +1‰) [Hood et al., 2020]. Так или иначе, но все эти данные показывают, что изотопный состав С в карбонатных отложениях

ледниковых эпох неопротерозоя не соответствует крупным отрицательным аномалиям  $\delta^{13}\text{C}$ , как это предполагалось ранее [Rothman et al., 2003; Halverson et al., 2005; Tahata et al., 2013], но в зависимости от условий седиментации варьирует в пределах значений, близких к равновесию с типичным для фанерозоя и современности изотопным составом С атмосферы и гидросферы.

Дегляциация баракунского времени сопровождалась накоплением венчающих доломитов. Аккомодационное пространство, образованное в результате постгляциальной трансгрессии, по крайней мере, первое время заполнялось терригенными отложениями, что может быть связано с изостатическим поднятием и усилением континентального стока. В перекрывающих карбонатных отложениях, как и в большинстве кэп-карбонатных последовательностей (карбонатные отложения, перекрывающие венчающий доломит и связываемые обычно с возвращением теплого климата) оледенения Марино, наблюдаются смена доломитов известняками вверх по разрезу и малоамплитудная отрицательная углеродная аномалия. Наблюдаемое вместе с этим облегчение изотопного состава С и О в пределах различия коэффициентов фракционирования для доломита и кальцита уже было отмечено для формаций Ровенстроат и Хайхук Канады [James et al., 2001] и формации Майберг Намибии [Halverson et al., 2005]. Изотопное равновесие между исходным раствором, доломитом и кальцитом сразу в нескольких удаленных регионах свидетельствует о том, что смена состава отложений была обусловлена глобальным изменением химизма среды седиментации, а не диагенетическими процессами. Временные масштабы формирования кэп-карбонатных последовательностей остаются неясными, и их связь с дегляциацией неочевидна. В некоторых случаях имеющие отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}$  известняковые пачки кэп-карбонатных последовательностей отделены от венчающих доломитов поверхностями перерыва седиментации [James et al., 2001; Yang et al., 2021]. Находки редких друпстоунов в известковистых ритмитах баракунской свиты кл. Опорный являются свидетельством существования сезонных льдов во время накопления кэп-карбонатной последовательности Патомского палеобассейна, т.е. относительно холодного климата, сопутствовавшего, вероятно, продолжавшейся глобальной дегляциации.

Вслед за отрицательной аномалией, присущей кэп-карбонатным последовательностям глобально наблюдается утяжеление изотопного состава С и его условная стабилизация в области положительной аномалии ( $\delta^{13}\text{C}$  +4...+10‰). Это позитивное плато  $\delta^{13}\text{C}$  рассматривается как стратиграфический репер отложений раннего венда (эдиакария) (например, [Macdonald et al., 2013]).

Однако в формации Доушаньто в Китае регионально прослеживается малоамплитудный экскурс  $\delta^{13}\text{C}$ , осложняющий это положительное плато [Tahata et al., 2013; Yang et al., 2021], и кроме того, заметные вариации  $\delta^{13}\text{C}$  преимущественно в области положительных значений с амплитудой до 10‰ известны на этом уровне в Намибии (аномалия Хютенберг) [Cui et al., 2018]. По мере того, как изотопные данные для разреза дальнетайгинского горизонта в Патомском палеобассейне становятся детальнее, положительная углеродная аномалия между Среднесибирским гляциогоризонтом и отрицательной аномалией жуинской серии (событие Шурам-Вонока) приобретает сложные очертания, обнаруживая внутренние вариации и напоминая тем самым нижнюю часть С-изотопного тренда формации Доушаньто и кэп-карбонатной последовательности в Намибии [Рудько и др., 2020, рис. 4].

Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в океане до и после оледенения Марино было относительно невысоким — 0.7071–0.7077, однако спустя 10–20 млн лет после завершения оледенения стало резко повышаться и, уже 580–560 млн лет назад, достигло значений 0.7087–0.7089, но незначительно понизилось до 0.7081–0.7084 в терминальных горизонтах докембрия [Kaufman et al., 1993; Shields et al., 2002; Семихатов и др., 2003; Sawaki et al., 2010; Овчинникова и др., 2012; Кузнецов и др., 2018]. Значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в отложениях формации Хютенберг близки к таковым дальнетайгинского горизонта — 0.7075–0.7081 [Рудько и др., 2020]. Более того, для аномалии Хютентберг наблюдается вариативность абсолютных значений  $\delta^{13}\text{C}$  в удаленных разрезах, сравнимая с наблюдаемой разницей максимальных значений  $\delta^{13}\text{C}$  в эпиплатформенной и шельфовой частях Патомского палеобассейна (см. рис. 7). Как показано в работе [Петров, Покровский, 2020], резко обогащенные изотопом  $^{13}\text{C}$  карбонатные породы дальнетайгинской серии на Уринском поднятии можно связать с формированием раннедиагенетических цементов при участии метаногенных бактерий. Вполне логично связать более изотопно-легкие и преимущественно доломитовые отложения эпиплатформенной части Патомского палеобассейна с субаэральной литификацией отложений при участии обедненных  $^{13}\text{C}$  метеорных вод, но это требует специального изучения. Обращает на себя внимание и кажущаяся связь отрицательных углеродных аномалий с трансгрессивными эпизодами, что, однако, на имеющемся материале тоже пока строго не доказано.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопный состав С в неопротерозойских карбонатных отложениях Лонгдорского подня-

тия и западного склона Алданского щита заметно отличается от наблюдаемого в разрезе на Уринском поднятии в северной части Патомского палеобассейна. В соответствии с развиваемой нами моделью, это объясняется тем, что карбонатнакопление на площади Патомского палеобассейна происходило несинхронно. С учетом региональных геологических данных [Чумаков и др., 2007], корреляции по маркирующему горизонту ледниковых отложений и секвенс-стратиграфической схемы, разработанной для постгляциальной последовательности [Рудько и др., 2017; Петров, 2018], изотопные тренды в первом приближении могут быть сопоставлены. Результирующий тренд вариаций изотопного состава С для северной и юго-восточной частей бассейна имеет следующие основные черты:

1) накопление ледниковых отложений дальнетайгинского горизонта предвещает высокоамплитудная отрицательная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  (до –14‰);

2) изотопный состав карбонатных отложений ледникового времени не определен, но для короткого эпизода межледникового зарегистрированы умеренно положительные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (+4.3‰);

3) в постгляциальной последовательности дальнетайгинского горизонта снизу вверх намечается три отрицательных экскурса (до –6, –3 и –4‰ соответственно), разделяющих положительную аномалию  $\delta^{13}\text{C}$  (от +6...+10‰ в различных разрезах), и по амплитуде и мощности заметно уступающих жуинской (торгинская свита в восточных разрезах) отрицательной углеродной аномалии ( $\delta^{13}\text{C}$  до –13‰).

Определенный прогресс связан с получением новых аргументов в пользу корреляции Среднесибирского гляциогоризонта с глобальным оледенением Марино, завершающим криогений. Эта возможность определяется: а) обнаруженными в сибирских разрезах свидетельствами изотопного события “Трезона”, предвещающего накопление ледниковых отложений формации Марино в Австралии и в ряде мировых стратиграфических аналогов; б) схожим характером С-, О-изотопных и геохимических трендов в постгляциальной последовательности баракунской свиты с установленными в мировых разрезах для периода пост-Марино. Кроме того, выявление в отложениях дальнетайгинского горизонта малоамплитудных отрицательных экскурсов  $\delta^{13}\text{C}$ , предшествующих аномалии Шурам-Вонока, подтверждает изотопно-геохимические изменения в формации Доушаньто, где эдиакарское позитивное плато  $\delta^{13}\text{C}$  осложнялось малоамплитудными отрицательными экскурсами.

Данные о вариациях стабильных изотопов в баракунской и сеньской свитах, представляющих эпиплатформенную часть Патомского палеобассейна, несмотря на проделанную работу и усилия

предшественников [Покровский и др., 2006, 2010], пока фрагментарны. Составление более полного тренда вариаций  $\delta^{13}\text{C}$ , поддержанного седиментологическим анализом условий осадконакопления для кумах-улахской и сеньской свит, составляет задачу дальнейших исследований. Интерес к этой работе определяется тем, что разрез периплатформенной части Патомского палеобассейна в изученном районе в палеогеографическом смысле является связующим звеном между опорным разрезом венда Уринского поднятия и нефтеносными позднедокембрийскими отложениями внутренней части Сибирской платформы.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность рецензенту статьи Б.Б. Кочневу за проведенную работу и сделанные замечания. При полевых работах неоценимую помощь оказали жители Каларского района Забайкальского края – Б. Мартемьянов, А. Аксенов, И. Мальчикова, В. Кульбертинов, В. Ильдинов.

### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены при финансовой поддержке РНФ, грант № 20-77-10066. При пробоподготовке и элементном анализе пород использовалось оборудование ЦКП ИФЗ РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” [Веселовский и др., 2022]. Исследования соответствуют темам государственных заданий ИФЗ РАН и ГИН РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Антипин В.С., Покровский Б.Г., Федоров А.М.* Патомский кратер – результат фреатического взрыва: геологические и изотопно-геохимические свидетельства // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 538–548.

*Бобров А.К.* Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия южной Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство, 1979. 128 с.

*Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарёв А.В. и др.* Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН “Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13(2).

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

*Журавлева З.А., Комар Вл.А., Чумаков Н.М.* Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 1026–1029.

*Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В. и др.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 352 с.

*Колесников В.И., Кричевец В.И., Симонова Л.С., Степанова Н.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XXIII. Объяснительная записка. М., 1985. 91 с.

*Кочнев Б.Б., Карлова Г.А.* Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.

*Красильников С.С.* Новые данные о строении рифея северо-западного склона Чуйского антиклинория // Региональная геология: тектоника, литология и стратиграфия // Сборник докладов молодых ученых АН СССР / Отв. ред. В.С. Федоровский. М.: ГИН АН СССР, 1990. С. 68–74.

*Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др.* Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.

*Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

*Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст, источники и тектоническое положение оловоносных гранитов язовского комплекса Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса // ДАН. 2020. Т.490. № 2. С. 10–14.

*Леонов М.В., Рудько С.В.* Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 96–99.

*Ляхницкий В.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XXIV. Объяснительная записка. М., 1981. 100 с.

*Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др.* U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

*Огиенко Б.В., Дорожков Б.И., Дорожкова Э.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 серия Бодайбинская лист О-50-XVI. Объяснительная записка. М., 1973. 103 с.

*Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 521–538.

*Петров П.Ю., Покровский Б.Г.* С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнетайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.

*Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Колесникова А.А. и др.* С-, O- и Sr-изотопная геохимия вендской аномалии Шурам-Вонока и ассоциирующих метаосадочных толщ внутренней части Патомского нагорья (Центральная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 5. С. 406–435.

*Покровский Б.Г., Буякайте М.И.* Геохимия изотопов С, O и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной

- части Патомского палеобассейна, юг средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 1. С. 64–80.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских “венчающих доломитов” Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю. Изотопный состав Sr в известняках дальнотайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Уточненный тренд  $\delta^{13}\text{C}$  в дальнотайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. Pb–Pb изохронный возраст и Sr-изотопная характеристика верхне-юдомского карбонатных отложений (венд Юдомо-Майского прогиба, Восточная Сибирь) // Докл. АН. 2003. Т. 393 № 1. С. 83–87.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: C-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–29.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. Геологического института РАН. Вып. 611)
- Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М., Керницкий В.В. Стратотип и фации ледниковой ничатской свиты нижнего венда, бассейн р. Чара, средняя Сибирь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 3–11.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Шаццлло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В. и др. Палеомагнитные, седиментологические и изотопные данные по неопротерозойским перигляциальным отложениям Сибири: новый взгляд на проблему низкоширотных оледенений // Физика Земли. 2019. № 6. С. 34–58.
- Ahm A.-S.C., Bjerrum C.J., Hoffman P.F. et al. The Ca and Mg isotope record of the Cryogenian Trezona carbon isotope excursion // Earth Planet. Sci. Lett. 2021. V. 568. P. 117002.
- Cui H., Kaufman A.J., Peng Y. et al. The Neoproterozoic Hüttenberg  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly: genesis and global implications // Precambrian Res. 2018. V. 313. P. 242–262.
- Fairchild I.J., Fleming E.J., Bao H. et al. Continental carbonate facies of a Neoproterozoic panglaciation, north-east Svalbard // Sedimentology. 2016. V. 63(2). P. 443–497.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2006. V. 444(7120). P. 744–747.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P. et al. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // Geol. Soc. Am. Bull. 2005. V. 117(9). P. 1181.
- Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. V. 14(3). P. 129–155.
- Hood A.V.S., Penman D.E., Lechte M.A. et al. Neoproterozoic syn-glacial carbonate precipitation and implications for a snowball Earth // Geobiology. 2022. V. 20. № 2. P. 175–193.
- James N.P., Narbonne G.M., Kyser T.K. Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown // Can. J. Earth Sci. 2001. V. 38(8). P. 1229–1262.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Klaebe R., Kennedy M. The palaeoenvironmental context of the Trezona anomaly in South Australia; do carbon isotope values record a global or regional signal? // The Depositional Record. 2019. V. 5. P. 131–146.
- Macdonald F.A., Strauss J.V., Sperling E.A. et al. The stratigraphic relationship between the Shuram carbon isotope excursion, the oxygenation of Neoproterozoic oceans, and the first appearance of the Ediacara biota and bilaterian trace fossils in northwestern Canada // Chem. Geology. 2013. V. 362. P. 250–272.
- Meffre S., Large R.R., Scott R. et al. Age and pyrite Pb-isotope composition of the giant Sukhoy Log sedimenthosted gold deposit, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E. et al. Constraints on  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Late Ediacaran seawater: insight from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 183–191.
- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // GSA Bulletin. 1994. V. 106(10). P. 1281–1292.
- O’Neil J.R., Epstein S. Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide // Science. 1966. V. 152. № 3719. P. 198–201.
- Rothman D.H., Hayes J.M., Summons R.E. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2003. V. 100. № 14. P. 8124–8129.
- Rud’ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P. Yu. et al. Pb–Pb dating of the Dal’nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implications for correlation of C-isotopic and bio-

tic events in the Ediacaran // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. P. 106285.

*Sawaki Y., Ohno T., Tahata M. et al.* The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176. P. 46–64.

*Sergeev V.N., Knoll A.H., Vorob'eva N.G.* Ediacaran microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: taxonomy and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2011. V. 85(5). P. 987–1011.

*Shields G.A., Brasier M.D., Stille P., Dorjnamjaa D.* Factors contributing to high  $\delta^{13}\text{C}$  values in Cryogenian limestones of western Mongolia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 196. P. 99–111.

*Tahata M., Ueno Y., Ishikawa T. et al.* Carbon and oxygen isotope chemostratigraphies of the Yangtze platform, South China: decoding temperature and environmental changes through the Ediacaran // *Gondwana Res.* 2013. V. 23(1). P. 333–353.

*Yang C., Rooney A. D., Condon D. J. et al.* The tempo of Ediacaran evolution // *Science advances.* 2021. V. 7(45). eabi9643.

## **C, O Isotopic Composition of the Neoproterozoic Pre-, Syn-, and Post-Glacial Carbonates of the Longdor Uplift and the Western Slope of the Aldan Shield (South of the Siberian Platform)**

**A. V. Shatsillo<sup>1, \*</sup>, S. V. Rudko<sup>2, \*\*</sup>, I. V. Latysheva<sup>2</sup>, B. G. Pokrovsky<sup>2</sup>,  
D. V. Rudko<sup>1</sup>, I. V. Fedyukin<sup>1</sup>, A. B. Kuznetsov<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia*

<sup>2</sup>*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Makarov emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

\*e-mail: shatsillo@gmail.com

\*\*e-mail: rudko@ginras.ru

Here we present new data on the C and O isotopic composition in the Neoproterozoic carbonates of the Ballaganakh and Dal'naya Taiga horizons of the southeastern margin of the Patom paleobasin. In the upper part of the Ballaganakh horizon, a negative  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly was established. It is comparable in amplitude and stratigraphic position to the Trezona anomaly, which preceded the Marinoan glaciation. The carbonate layers in the glacial deposits of the Nichatka Fm. of the Dal'naya Taiga horizon have moderately positive  $\delta^{13}\text{C}$  values, and the dolomite horizon at the base of the postglacial sequence is characterized by moderately negative values  $\delta^{13}\text{C}$  which is typical for the cap-carbonate sequence associated with the end of the Marinoan glaciation. In the lower part of the postglacial sequence (the Barakun Fm.), there is a gradual increase in the proportion of calcite in the carbonate component of the rocks and a shift in the isotope composition corresponding to the difference in the fractionation coefficients of stable C and O isotopes for dolomite and calcite. This phenomenon, which is also recorded in the postglacial sequences of Namibia and Canada, indicates that the composition of carbonate minerals was determined by a global change in water chemistry, and not by post-sedimentary substitution. The overlying carbonate deposits of the Dal'naya Taiga horizon in the epiplatform part of the Patom paleobasin (Sen Fm.) are depleted in  $^{13}\text{C}$  compared to their shelf analogs in the Ura uplift. It has been suggested that carbonate accumulation in the epiplatform and shelf facies of the Patom paleobasin occurred asynchronously. The reconstructed trend of variations in the C isotope composition for the Dal'naya Taiga horizon is characterized by positive and low-amplitude negative  $\delta^{13}\text{C}$  anomalies similar to those in the Doushanto Fm. of China.

*Keywords:* Ediacaran, Cryogenian, Siberian Platform, chemostratigraphy, Trezona anomaly.

УДК 550.84:553.982(470.13)

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ НИЖЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРЕ ВАРАНДЕЙ-АДЗЬВИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ (ПЕЧОРСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ БАССЕЙН)

© 2023 г. Н. Н. Тимонина<sup>а</sup>, \*, М. С. Нечаев<sup>а</sup>, И. Л. Ульныров<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,  
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

\*e-mail: timoninanata@gmail.com

Поступила в редакцию 06.07.2022 г.

После доработки 22.08.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

Представлены новые данные о минеральном составе терригенных отложений нижнего триаса севера Печорского нефтегазоносного бассейна. Актуальность исследования обусловлена тем, что терригенные природные резервуары, приуроченные к данной части разреза, имеют неоднородное строение как по площади, так и по разрезу. Целью статьи являлось выявление особенностей формирования и распределения минералов, заполняющих пустотное пространство коллекторов. В результате изучения методами оптической микроскопии, рентгенофазового анализа, электронной микроскопии выявлены различные постседиментационные преобразования песчаных тел-коллекторов. Показано, что наиболее широкое распространение получили регенерация кварца, трансформация минералов группы слюд, формирование кальцита различных генераций, образование аутигенных глинистых минералов. Диагенетические изменения в терригенных породах играют существенную роль в формировании их коллекторских свойств. Большое количество кальцита в цементе песчаников приводит к значительному снижению фильтрационно-емкостных показателей. Поровый цемент хлорит-сметкитового состава в мелкозернистых песчаниках также приводит к снижению качества коллекторов. Крустификационный цемент хлоритового состава, цемент заполнения пор каолинитового состава способствуют формированию коллекторов с более высокими показателями.

*Ключевые слова:* нефтегазоносный бассейн, диагенез, природные резервуары, песчаники, аллювиальные отложения, поровое пространство.

DOI: 10.31857/S0024497X22700045, EDN: ПЛІWA

Триасовые отложения Печорского бассейна представляют большой интерес в отношении промышленной нефтегазоносности, доказанной открытием залежей на Варандейском, Торавейском, Лабаганском месторождениях вала Сорокина; на Кумжинском, Коровинском – в Денисовской впадине. Породы, являющиеся коллекторами нефти и газа, отличаются крайне неоднородным строением, что обуславливает необходимость их детального изучения. Как показано в ряде работ российских и зарубежных авторов, качество коллекторов в основном зависит от условий осадконакопления и степени постседиментационных преобразований, оказывающих значительное влияние на пористость и проницаемость [Алексеев и др., 2009; Вакуленко и др., 2017; Ежова, 2007; Жемчугова, 2014; Жемчугова, Маслова, 2022; Морозов, Шмырина, 2013; Юсеф, Морозов, 2017;

Cao et al., 2017; Henares et al., 2016; Al-Kahtany, Al Gahtani, 2015; Morad et al., 2010; Tang et al., 1994; Wang et al., 2017; Yang et al., 2017; Zhang et al., 2022; Zhu et al., 2018]. Большой вклад в развитие идеи стадийного анализа литогенеза внесли такие ученые как Л.Б. Рухин [1969], В.Д. Шутов [1972], Н.М. Страхов [1983], В.Н. Шванов [1987], Н.В. Логвиненко [1987], А.Г. Коссовская [1990], О.В. Япаскерт [2008, 2013], Ю.О. Гаврилов [2010], В.Н. Холодов [2010], В.Г. Кузнецов [2016] и др.

Оценке нефтегазоносности, фашиально-палеогеографическим реконструкциям триасовых отложений посвящено довольно большое число геологических исследований [Киричкова, 2013; Мораховская, 2000; Калантар, Танасова, 1988; Удовиченко, 1986; Чальшев, Варюхина, 1960 и др.]. По данным С.А. Данилевского с соавторами [2003], породы претерпели незначительные постседи-



40 м, толщина глинистых прослоев изменяется от 10 до 50 м.

Конгломераты и гравелиты, залегающие в основании чаркабожской свиты, образуют прослой мощностью 0.2–0.5 м. Конгломераты мелко-среднегалечные, слабо отсортированы, с примесью гравийного материала. Гальки глин и аргиллитов обычно окатанные, округлой и овальной формы, иногда плоские, слабо сдавленные и изогнутые.

Гальки кварца и кремней слабо окатанные, часто сохраняют первичную обломочную форму. Конгломераты подразделяются на внеформационные (сложенные галькой магматических, метаморфических и осадочных пород) и внутриформационные (сложенные обломками коричневых и серых аргиллитов и глин). Цемент представлен песчано-гравийно-карбонатным материалом, заполняющим поровое пространство. В составе галечного материала выделяются кварц, кварциты, кварцитопесчаники, аркозовые песчаники и алевролиты, кремнистые породы, кислые эффузивы, аргиллиты, известняки.

Гравелиты полимиктовые от мелко- до грубозернистых (1–3 мм), реже встречаются и более крупные обломки; гравийные зерна – полуокатанные. В составе гравийного материала преобладают осадочные породы: известняки, песчаники, алевролиты, глины; присутствует гравий кремнистых пород и кварца.

Песчаники рассматриваемой части разреза окрашены, главным образом, в различные оттенки серого цвета: от светло-серых до зеленовато-серых, встречаются также отдельные линзы и прослой песчаников розовато-серого цвета. Песчаникам свойственно разнообразие гранулометрического состава от мелко- до крупно- и грубозернистого. Они характеризуются широким спектром текстур; встречаются массивная, горизонтальнослоистая, крупная однонаправленная косослоистая текстуры и слоистость ряби. Слоистость обусловлена чередованием слоев разного гранулометрического состава, часто она подчеркнута скоплениями рудных минералов, чешуйками биотита и т.д.

Алевролиты окрашены в разные оттенки серого цвета, от зеленовато-серого до голубовато-серого; широкое распространение получили тонкослоистые текстуры и микротекстуры, среди них преобладают горизонтальнослоистая и линзовиднослоистая, встречаются породы с нарушенной слоистостью и текстурами взмучивания.

Глины и аргиллиты, широко представленные в составе чаркабожской свиты, окрашены в различные оттенки коричневого цвета, от красноватых до темно-шоколадных. Текстуры аргиллитов представлены горизонтальной слоистостью, прерывистой слоистостью, часто встречаются нару-

шенные, комковатые текстуры. Основными породообразующими минералами являются минералы группы смектита, гидрослюда, каолинит. В описываемых глинах и аргиллитах встречаются карбонатные линзы и включения, выполненные крупнокристаллическим кальцитом. Встречаются также остатки корневой системы растений, заполненные белым кальцитом (рис. 2).

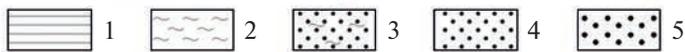
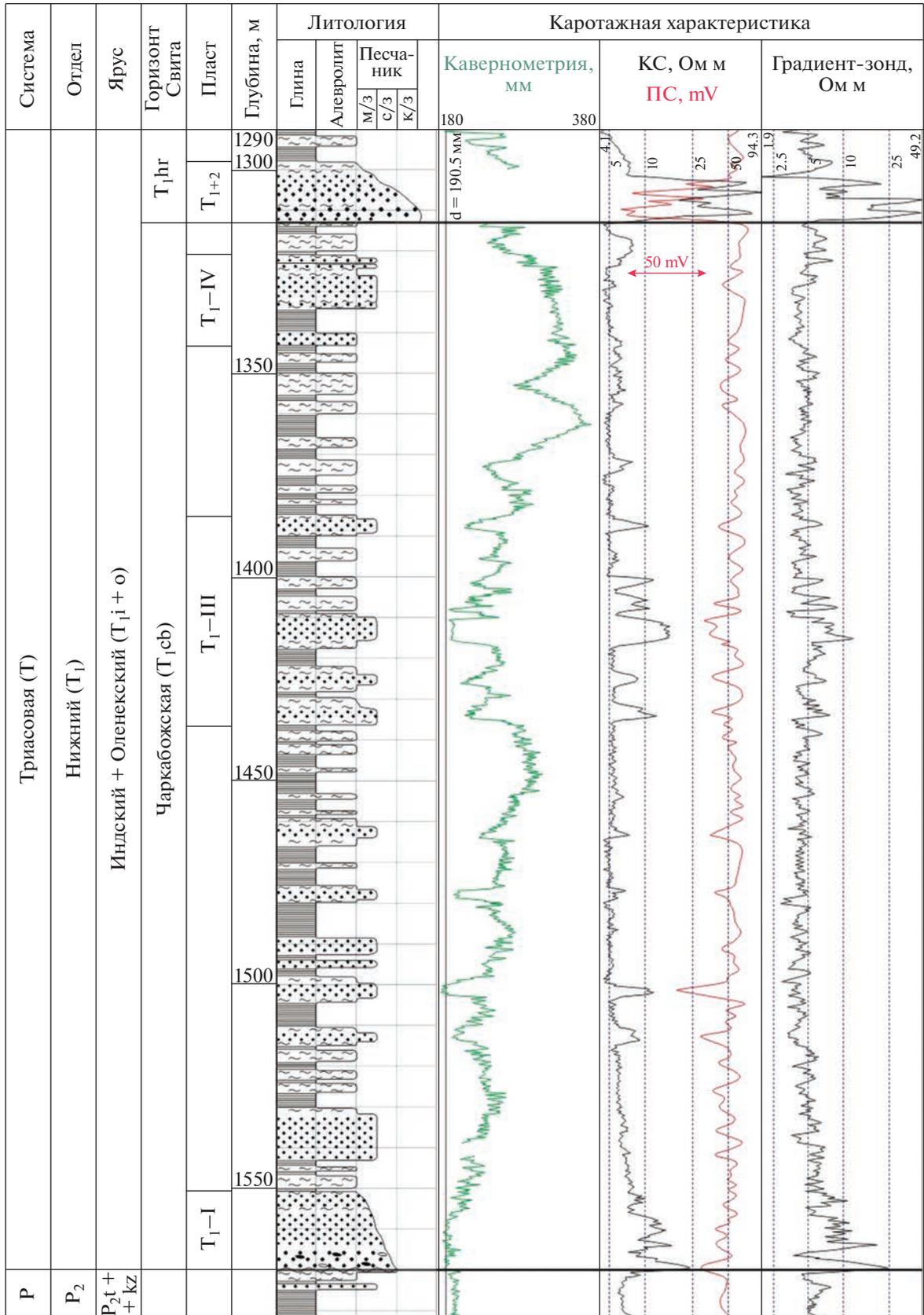
Для триасовых отложений характерны латеральные и вертикальные вариации размерности зерен, геометрии и пропорций русловых и пойменных отложений, типичные для аллювиальных образований. В работах ряда исследователей высказаны предположения о том, что формирование триасовых отложений происходило в континентальных условиях, в пределах речной и озерной равнины [Калантар, Танасова, 1988; Мораховская, 2000; Природные ..., 2001].

Основой для геологического моделирования служат представления о том, что особенности строения, морфология и коллекторские свойства природных резервуаров обусловлены как седиментогенезом, так и степенью интенсивности вторичных преобразований. В связи с этим, проблемам, связанным с выяснением условий формирования природных резервуаров и реконструкцией обстановок древнего осадконакопления, посвящены работы многих исследователей [Буш, 1977; Жемчугова и др., 2015; Жемчугова, Бербенов, 2016; Кузнецов, 2016; Литогехимия ..., 2015; Allen, 1982; Collinson, 1996; El-Ghali et al., 2006; Hammer et al., 2010; He et al., 2014; Owen, 2017; Selley, 1978].

## МЕТОДЫ

Работа базируется на результатах геолого-геофизических исследований более чем 20 скважин, пробуренных на ряде перспективных площадей и месторождений вала Сорокина, расположенного в пределах Варандей-Адзвинской структурной зоны. Геофизические методы исследования скважин включали методы самопроизвольной поляризации, радиоактивного каротажа, кажущихся сопротивлений, позволившие выявить особенности распределения гранулометрической неоднородности пластов, осуществить литологическое расчленение разреза, корреляцию пластов, выделение коллекторов и флюидоупоров.

Проведено детальное литолого-минералогическое изучение триасовых отложений чаркабожской свиты с помощью различных методов, включающих поляризационную микроскопию, сканирующую электронную микроскопию (СЭМ), рентгеноструктурный, микроразностный, минералогический анализ. Общий химический состав образцов определяли классическим химическим методом в Институте геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН.



Фазовый состав глинистой фракции был определен по дифрактограммам ориентированных образцов, прошедших стандартные диагностические обработки: насыщение глицерином, обработку 1N HCl на водяной бане. Съемка проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, CuK $\alpha$ -излучение, Ni-фильтр, 30 кВ, 20 мА. Минеральный состав оценивали по присутствию рефлексов индивидуальных минералов на дифрактограммах. Количественную оценку процентного содержания глинистых минералов в составе ассоциации проводили с помощью Sybilla (Shevron©). Для моделирования дифракционных профилей использовались дифрактограммы ориентированных образцов как воздушно-сухих, так и насыщенных этиленгликолем.

Микронзондовые исследования образцов проводили на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Обломки пород, слагающие песчаники, отличаются большим разнообразием, в связи с чем их типизация представляет определенные трудности при петрографическом описании. При выделении типов пород в первую очередь учитывался характер микроструктуры как наиболее устойчивый признак, определялся минералогический состав пород и парагенетические минеральные ассоциации. В ходе работы были диагностированы базальты, туфопелиты и туфы триасового возраста; кислые породы, представленные микрогранитами и эффузивами; сланцы, глинистые и алевролитовые породы, а также хлориты и хлоритизированные породы. Кроме того, среди обломков было установлено присутствие полевых шпатов (20–25%) и кварца (5–10%). Отмечается обогащение полевошпатовыми обломками мелкозернистых песчаников и алевролитов по сравнению с более крупнозернистыми отложениями. Полевые шпаты претерпели разную степень изменения в результате пелитизации, серицитизации, каолинизации, выщелачивания, причем, калиевые полевые шпаты чаще пелитизированы, а плагиоклазы серицитизированы. Окатанность обломков колеблется в значительных пределах: наиболее окатанные глины и аргиллиты, в меньшей степени — зерна кварца и полевых шпатов.

В песчаниках выявлено несколько разновидностей обломочного кварца, причем, наибольшее распространение получили чистые зерна, почти без включений, которые часто характеризуются изометричной формой; их источником могли служить кислые вулканы. Встречаются также обломки кварца с высоким содержанием газожидких включений, расположенных в виде линейно ориентированных полос; в обломках кварца встречаются игольчатые образования рутила, чешуйки слюды, источником таких зерен могли служить метаморфические породы; кроме того, были выявлены обломки жильного кварца.

Среди аксессуарных минералов наиболее широко представлены эпидот, магнетит, лейкоксен, ильменит. Первый встречается в петрографических шлифах в виде неправильных изометричных зерен желтовато-зеленого цвета с яркой аномальной интерференционной окраской. Источником его могли служить метаморфические породы, выведенные на поверхность в результате активизации тектонических движений. Повышенное содержание эпидота наблюдается в мелкозернистых песчаниках с горизонтально-слоистой текстурой, что также обусловлено особенностями среды осадконакопления: более спокойной гидродинамической обстановкой. В ассоциации с эпидотом встречается магнетит в виде зерен неправильной формы, подчеркивающих текстуру песчаников.

Титановые минералы, представленные анатазом и лейкоксеном, приурочены к межзерновому пространству и часто образуют прерывистые каймы на обломках пород. Установлено, что по мере возрастания степени динамической сортировки осадков, в них увеличивается содержание железотитанового шлиха, а также отношение “полевые шпаты/слюды” — за счет отмывки из песков легких слюд [Мигдисов, 1960].

Химический состав нижнетриасовых отложений приведен в табл. 1. По классификации Ф.Дж. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976], эти породы локализованы в поле граувакк. Песчаники относятся к полимиктовым (содержание SiO<sub>2</sub> 62–78%) и вулканомиктовым (содержание SiO<sub>2</sub> 54–64%), в соответствии с петрохимической классификацией А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1988]. К первым относятся средне- и крупнозернистые образования, ко вторым — их преимущественно мелкозернистые разновидности. Крупнозернистые отложения локализуются у верхней границы поля полимиктовых песчаников, что связано с повышенным содержанием SiO<sub>2</sub>, поскольку они

←  
**Рис. 2.** Литологическая колонка для отложений нижнего триаса вала Сорокина.  
1 — аргиллиты и глины, 2 — алевролиты, 3 — переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников, 4 — средне- и крупнозернистые песчаники, 5 — гравелиты; T<sub>1</sub>cb — чаркабожская свита нижнего триаса, T<sub>1</sub>h — харалейская свита нижнего триаса; P<sub>2</sub> — верхняя пермь, P<sub>2</sub>t + kz — татарский и казанский ярусы верхней перми.

**Таблица 1.** Содержание породообразующих компонентов в образцах песчаников нижнего триаса, мас. %

Компоненты	Номера образцов/глубина, м								
	109-34	109-47	109-79	109-88	109-95	109-102	109-104	109-108	109-114
	1380 м	1390 м	1522 м	1523 м	1529 м	1531 м	1533 м	1534 м	1536 м
SiO <sub>2</sub>	57.39	52.58	60.09	63.76	69.03	66.05	66.8	67.47	68.19
TiO <sub>2</sub>	0.85	1.01	0.95	1.07	0.5	0.66	0.79	0.68	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.26	17.94	16.49	14.43	10.55	13.88	13.67	13.25	11.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.27	11.06	10.41	6.2	5.35	6.3	5.35	5.31	5.44
FeO	2.57	2.6	1.84	2.42	4.37	4.73	3.47	4	3.93
MnO	0.25	0.16	0.071	0.073	0.14	0.11	0.088	0.099	0.11
MgO	4.06	4.07	2.23	2.15	1.85	2.36	2.04	2.12	2.3
CaO	3.16	1.27	0.52	2.07	3.62	1.45	1.77	1.63	2.75
Na <sub>2</sub> O	2.07	1.13	0.82	1.58	1.82	1.9	2.08	1.95	1.54
K <sub>2</sub> O	1.43	1.82	1.96	1.29	1.17	1.24	1.22	1.24	1.26
П.п.п.	10.34	9.87	7.3	6.74	6.13	6.08	5.3	6.13	5.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.14	0.11	0.21	0.14	0.16	0.17	0.16	0.16
Сумма	100.25	101.05	100.95	99.57	100.30	100.19	99.28	100.04	99.89
H <sub>2</sub> O	4.18	3.59	1.96	1.97	1.32	1.59	1.23	1.89	1.18
CO <sub>2</sub>	1.56	0.1	0.02	0.85	2.96	1.06	0.95	1.12	1.99
HM	0.42	0.62	0.50	0.38	0.30	0.39	0.35	0.35	0.32
AM	0.27	0.34	0.27	0.23	0.15	0.21	0.20	0.20	0.17
FM	0.21	0.34	0.24	0.17	0.17	0.20	0.16	0.17	0.17
TM	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.06	0.05	0.11	0.17	0.14	0.15	0.15	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	7.37	15.88	20.11	9.13	5.8	7.3	6.57	6.79	7.44
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.1	0.12	0.09	0.11	0.09	0.09	0.09	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	17.95	17.76	17.36	13.49	21.1	21.03	17.3	19.49	15.7

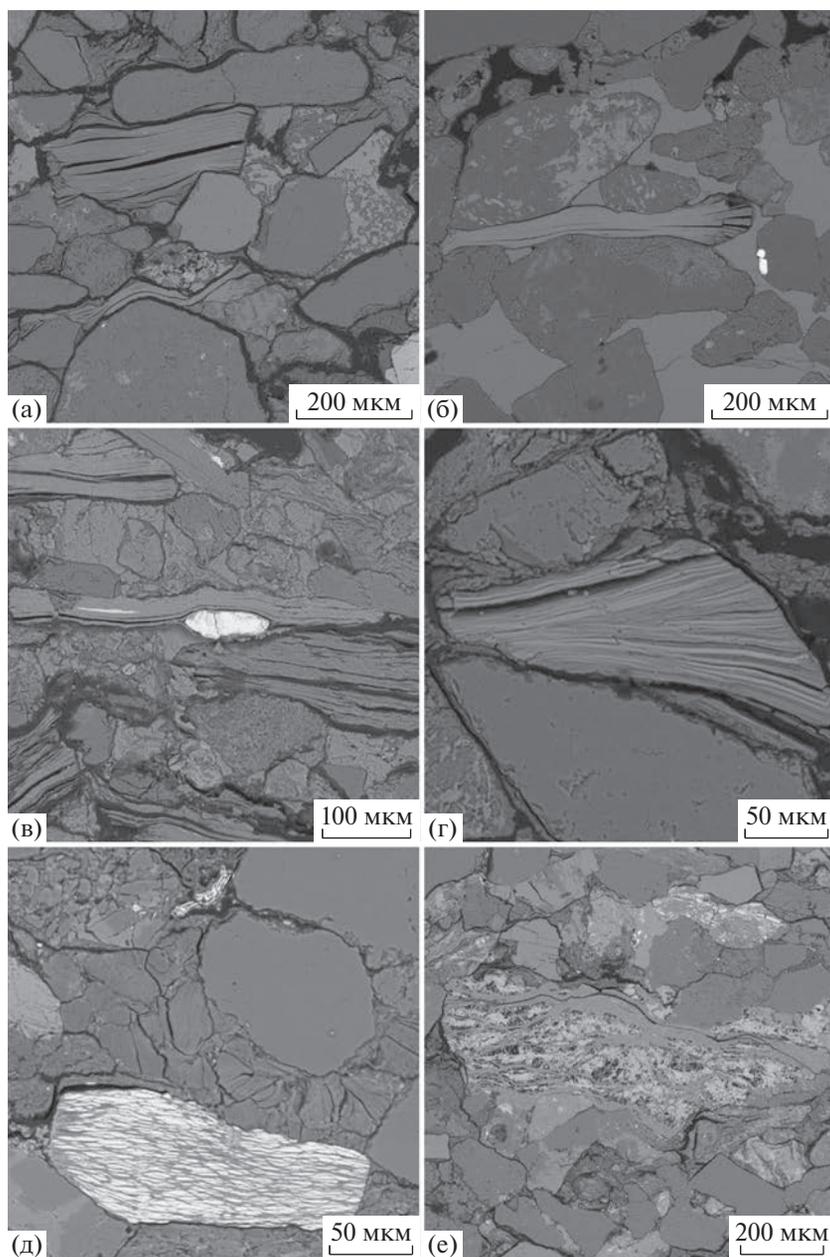
содержат большое количество обломков кремнистых пород, фельзитов, устойчивых к химическому разрушению. Содержание SiO<sub>2</sub> уменьшается снизу вверх по разрезу, что обусловлено снижением числа обломков кремнистых пород и фельзитов.

В изученных отложениях достаточно широко представлены аутигенные минералы, такие как кварц, кальцит, сидерит, титаномагнетит, пирит, лейкоксен, каолинит, смектит, смешаннослойные глинистые минералы, иллит, хлорит.

Выявлена трансформация минералов группы слюд, главным образом биотита, которая проявляется в виде приобретения минералом иного облика с сохранением структуры кристаллической решетки. Встречаются неизменные чешуйки биотита, интенсивно плеохроирующие от темно-коричневого до бледно-зеленого, и зеленовато-коричневые чешуйки гидробиотита (рис. 3а). Листочки биотита гидратируются, и зерна приоб-

ретают веерообразные (см. рис. 3б), гармошко-видные, червеобразные формы. Такие изменения сопровождаются частичным или полным обесцвечиванием пластинок, значительным ослаблением или утратой плеохроизма. В возникающем гидробиотите обычно остаются лишь реликты исходного минерала в виде волокон или тонких пластинок, часть биотита преобразуется в гидрослюду. Гидратация иногда сопровождается выделением тонких иголок рутила. Вдоль трещин пинакоидальной спайности возникают пленочные скопления или комочки гидроксидов железа (см. рис. 3в).

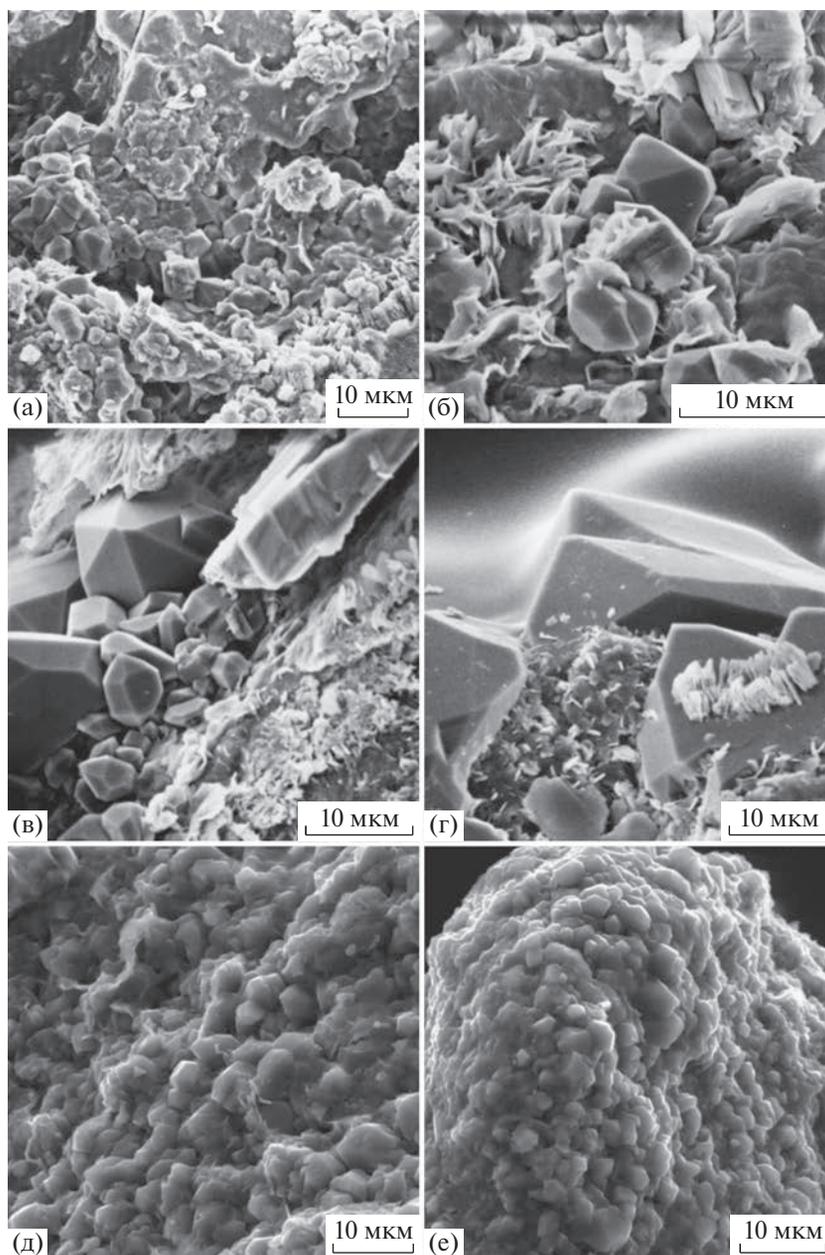
Наряду с гидратацией происходило замещение пластинок биотита дисперсными чешуйками глинистого вещества. Гидратация биотита порождала интенсивный вынос щелочей, что способствовало активизации коррозии и частичного растворения обломочных зерен кварца и полевых шпатов. По мере возрастания степени катагене-



**Рис. 3.** Микрофотографии биотита из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ). а – неизменные чешуйки биотита, глубина 1348 м; б – гидратированная чешуйка биотита, глубина 1460 м; в – новообразованный пирит между чешуйками биотита, глубина 1348 м; г – замещение пластинок биотита дисперсными чешуйками хлорита, глубина 1348 м; д – замещение биотита гидроокислами Fe, глубина 1515 м; е – замещение биотита сидеритом, глубина 1529 м.

тических преобразований, усиливались процессы хлоритизации и гидрослюдизации биотитов (см. рис. 3г, д). При разрушении биотита из его кристаллической решетки выносились катионы железа и титана [Япаскерт, 2008]. На месте биотита остаются реликты в виде темных скоплений полупрозрачного рудного (железисто-титанистого) тонкодисперсного вещества, иногда с кристалликами сидерита, с анатазом или рутилом (см. рис. 3е).

Аутигенный кварц представлен микрокристаллическими пирамидальными идиоморфными кристаллами размеры варьируют от 5 до 20 мкм. Они встречается на поверхности обломков, в межзерновом пространстве, часто в ассоциации с каолинитом (рис. 4а, б). В некоторых образцах кварц образует поликристаллические сростки, закупоривая поровое пространство (см. рис. 4в). Регенерация кварца может проявляться в виде частичного восстановления кристаллогра-



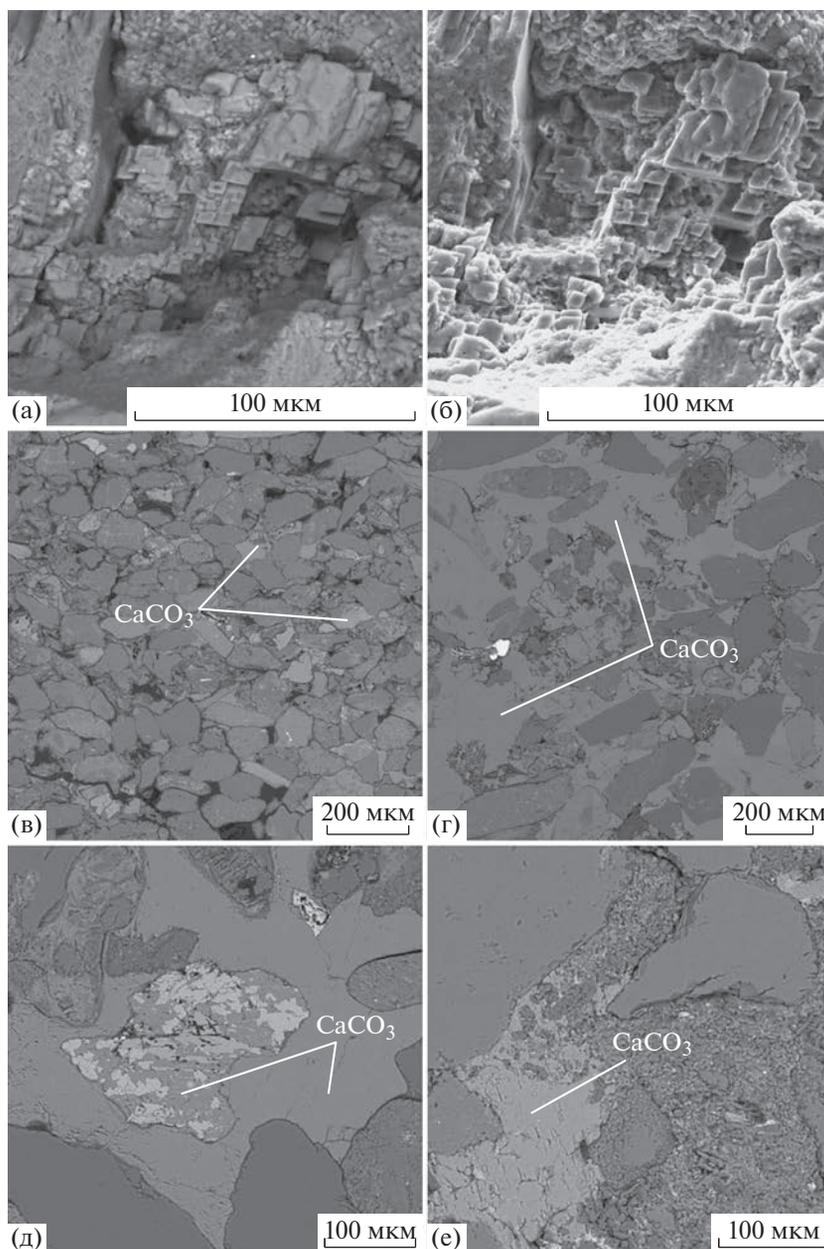
**Рис. 4.** Микрофотографии зерен кварца из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ). а – сростки аутигенных кристаллов кварца в поровом пространстве, глубина 1450 м; б – аутигенные кристаллы кварца в ассоциации с глинистыми минералами в поровом пространстве, глубина 1550 м; в, г – аутигенные кристаллы кварца в ассоциации со столбиками каолинита, глубина 1550 м; д, е – обрастание кристаллами кварца терригенных обломков, глубина 1470 м.

фических граней (см. рис 4г). Встречаются образцы, в которых зерна обломочного кварца обрастают аутигенным кварцем (см. рис. 4д, е).

Источником кремнезема для их образования могли служить преобразованные биотиты и смектиты. Помимо кремнезема, при трансформации глинистого вещества могли частично выноситься кальций, магний и железо, служившие материалом для образования аутигенного кальцита и сидерита.

Среди минералов цемента песчаников широкое развитие получил кальцит, и в меньшей степени сидерит, анкерит, доломит. Кальцит разных поколений отличается по степени кристалличности, взаимоотношениям с обломочной частью и степени преобразования обломочных компонентов, содержащихся в кальцитовом цементе (рис. 5а, б).

С помощью микронзондового анализа было выявлено несколько разновидностей кальцита с



**Рис. 5.** Микрофотографии кальцита из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ). а, б – кальцит в поровом пространстве, глубина 1522 м (б – во вторичных электронах); в – кальцит порового типа, глубина 1410 м; г – базальный пойкилитовый цемент, глубина 1562 м; д – кальцит корродирует обломок породы, глубина 1492 м; е – кальцит и каолинит в поровом пространстве, глубина 1492 м.

разным содержанием оксидов Mn и Fe; доля первого компонента в них может достигать 7.6%, тогда как содержание оксидов Fe редко превышает 1.4%. Принято считать, что кальцит песчаников с размерностью кристаллов менее 0.01 мм (скрытокристаллический), является синседиментационным (первая генерация). Агрегаты скрытокристаллического кальцита разобшают и частично корродируют терригенные обломки, блокируя их от дальнейшей трансформации. Необходимые для образования кальцита компоненты могли быть

привнесены подземными водами, насыщенными бикарбонатом. В дальнейшем, скрытокристаллический кальцит перекристаллизовался с укрупнением кристаллов и сохранился только в виде реликтовых сгустково-пятнистых выделений.

Развитие раннего диагенетического безжелезистого кальцита контролировалось химическим составом поровых вод и явилось результатом взаимодействия с этими водами обломков вулканических пород и полевых шпатов. В некоторых песчаниках кальцитовый цемент образовался

**Таблица 2.** Содержание глинистых минералов в составе цемента песчаников триаса (оценено в результате полуколичественного рентгенофракционного анализа с помощью программы Sybilla (Shevron©))

№ п/п	№ обр.	Глубина отбора, м	Содержание глинистых минералов, %				
			сметтит	смешаннослойный иллит/сметтит	иллит	каолинит	хлорит
1	106-4	997	16	7	30	24	23
2	106-6	1002	11	11	42	22	14
3	106-9	1130	34	20	11	32	3
4	106-10	1168	60	5	13	15	7
5	106-17	1170	61	—	9	23	7
6	106-23	1302	63	8	6	15	8
7	106-25	1304	50	14	9	16	11
8	106-26	1305	45	—	10	35	10
9	106-31	1304.5	38	5	5	38	14
10	108-30	1386	41	—	6	45	8
11	108-45	1327	60	—	10	22	8
12	108-50	1329	25	—	15	44	16
13	108-84	1554	20	—	7	70	3
14	109-5	1184	22	—	6	57	15
15	109-21	1325	31	—	6	57	6
16	109-21-н	1325	54	7	16	13	9
17	109-34	1380	52	7	17	11	13
18	109-88	1523	50	—	5	35	11
19	109-89	1526	23	—	10	57	10
20	109-90	1527	0	19.8	15.4	53	11.7
21	109-102	1531	30	—	8	49	13
22	109-104	1533	27	—	9	58	6
23	109-108	1534	33	—	9	50	8
24	109-116	1537	10.2	—	16	60.2	13.6

Примечание. Прочерк – минерал не обнаружен.

после смектита, что свидетельствует о том, что гидратация происходила на очень ранней стадии.

Кальцит второй генерации представлен агрегатами с мелкокристаллической структурой, образующими поровый и базально-поровый цемент. По размерам эти агрегаты сопоставимы с обломками пород и межзерновыми порами (см. рис. 5в).

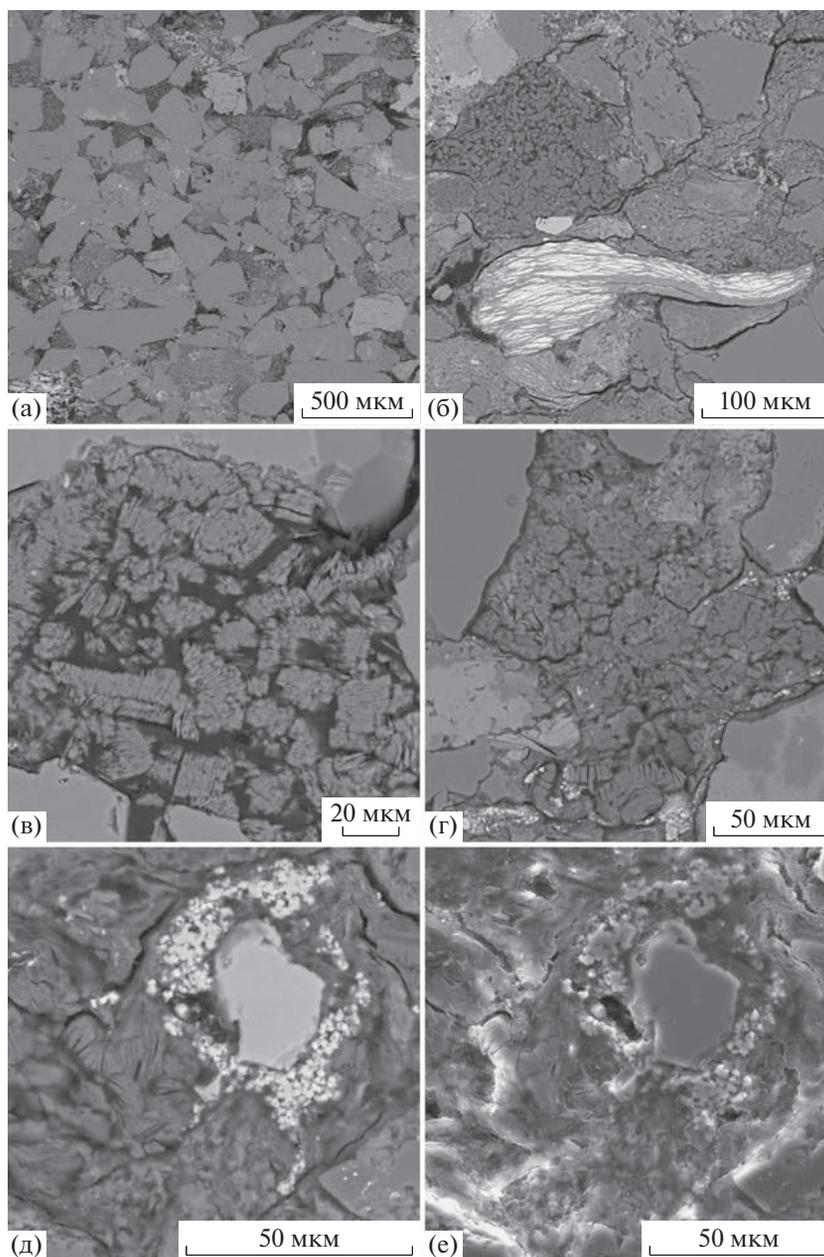
Пойкилитовый кальцит в различной степени окристаллизованный, отнесен к третьей генерации; он разъедает фрагменты пород, частично или полностью замещает их, образует цемент порово-базального, местами базального типа. (см. рис. 5г, д).

Проведенные исследования показали, что для пород с содержанием карбонатного цемента более 20% пористость варьирует от 1 до 10%, проницаемость – редко превышает  $0.05 \times 10^{-15} \text{ м}^2$ . Пласты песчаников с карбонатным цементом

наиболее достоверно идентифицируются по комплексу методов скважинной электротометрии. По данным метода кажущихся сопротивлений, удельное электрическое сопротивление в интервалах вторичных карбонатов максимально [Муромцев, 1984; Мельник, 2013]. Это позволяет уверенно определять прослой с карбонатным цементом в терригенных разрезах по данным каротажа.

Каолинит, смектит, иллит, хлорит являются наиболее распространенными глинистыми минералами цемента нижнетриасовых песчаников (табл. 2).

Содержание каолинита варьирует от 10 до 60% от общего объема глинистого цемента, по результатам рентгеноструктурного анализа (см. табл. 2). На микрофотографиях (рис. 6а, б) можно наблюдать, как он заполняет поровое пространство. Распределение каолинита неравномерное как по разрезу, так и по площади, а его содержание в це-



**Рис. 6.** Микрофотографии аутигенного каолинита из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ). а – каолинит в поровом пространстве, глубина 1600 м; б – каолинит и чешуйки преобразованного биотита, глубина 1515 м; в – веерообразный каолинит, глубина 1400 м; г – каолинит заполняет поровое пространство, глубина 1522 м; д, е – каолинит и ильменит в поровом пространстве, глубина 1446 м (е – во вторичных электронах).

лом сокращается от крупнозернистых к мелкозернистым осадкам. Выделяется два типа каолинита: каолинит первого типа представлен крупнокристаллическими агрегатами (см. рис. 6в, г), получившими развитие в крупно- и среднезернистых песчаниках. На дифрактограммах рефлексы, соответствующие каолиниту первого типа, характеризуются высокой интенсивностью и симметричной формой. На СЭМ-изображениях можно выделить регенерированные зерна кварца и корродированные фрагменты полевого шпата

вместе с агрегатами каолинита. Признаки растворения полевых шпатов и их каолинитизации, а также регенерацию зерен обломочного кварца (см. рис. 4г) можно наблюдать в шлифах с помощью поляризационного микроскопа.

В изученных отложениях встречается также каолинит в виде псевдогексагональных пластинок и их обломков с нечеткими линиями ограничения, который отнесен нами к каолиниту второго типа. В результате исследований с помощью

сканирующего электронного микроскопа было выявлено большое количество крупных частиц каолинита небольшой толщины с неровными краями (см. рис. 6г). Дифрактограммы этих образцов отличаются от каолинита первого типа размытостью пиков (они имеют довольно широкое основание, иногда имеют пилообразную форму). Этот тип минерала можно отнести к каолиниту низкой степени упорядоченности [Хлыбов, 1989].

Агрегаты хорошо окристаллизованного каолинита заполняют поровое пространство или периферийные участки пор (см. рис. 6г). Обломочный каолинит мог переноситься водными потоками во взвешенном состоянии, т.к. это один из наиболее устойчивых глинистых минералов [Клубова, 1973], при этом его источником могла служить кора выветривания пермских песчаников. Процесс выветривания сопровождался разрушением хлорита, полевого шпата и гидратацией биотита, выносом из коры выветривания кремниевой кислоты, железа и алюминия, эти элементы, перешедшие в коллоидное состояние, стали источниками образования аутигенного каолинита [Клубова, 1973] (см. рис. 6д, е).

Хлорит встречается в виде крустификационных каемок, волокнистых и сферолитовых выделений в порах, а также полностью хлоритизированных обломков пород. Под микроскопом крустификационный хлорит представлен бледно-зеленой каймой толщиной 3–12 мкм, обрастающей обломочные зерна. Электронно-микроскопические исследования показали, что кайма состоит из мелких псевдогексагональных чешуек, беспорядочно расположенных под разными углами к поверхности зерен (рис. 7а, б). На электронно-микроскопических снимках часто можно видеть, как чешуйки хлорита инкрустируют стенки пор (см. рис. 7г). Источником вещества для образования хлорита могли служить биотит и вулканокластический материал [Дриц, Коссовская, 1990; Крупская и др., 2006; Котельников и др., 2010; Кокшина, 2012].

Минералы группы смектита под микроскопом представлены слабо оформленной тонкодисперсной массой, имеющей гомогенный облик (см. рис. 7г). В целом, вверх по разрезу содержание минералов группы смектита в цементе песчаных пород увеличивается. Так, в песчаниках первого (базального) пласта чаркабожской свиты его относительное содержание не превышает 50–60% от состава глинистой фракции, тогда как в верхней части разреза его количество возрастает до 70–80%.

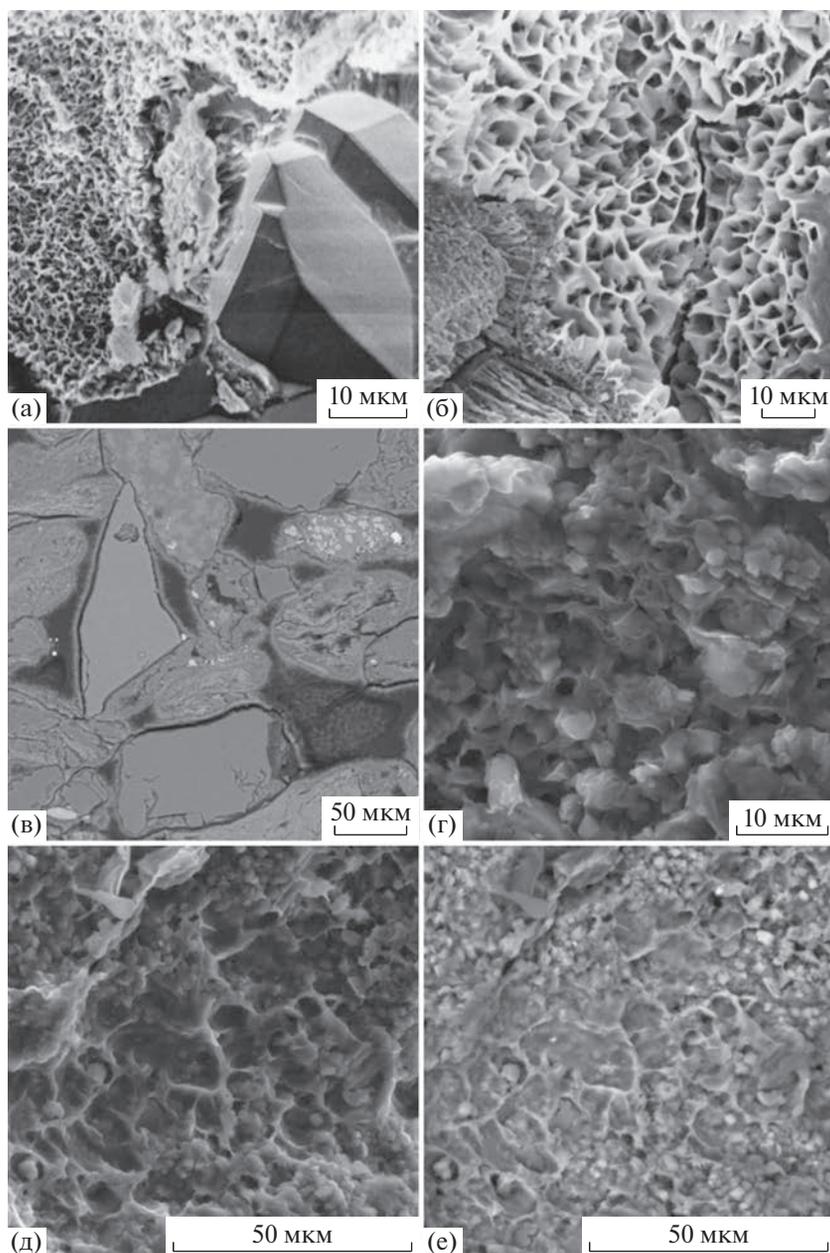
В соответствии с классификацией В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990], диоктаэдрические смектиты относятся к группе Al–Fe-смектитов. В красноцветных глинах и аргиллитах отмечается существенное замещение Al в октаэдрах на катионы Fe

в кристаллохимической структуре смектитов. Эти минералы характеризуются преимущественно смешанным составом поглощенного комплекса, хотя встречаются чисто натриевый и кальциевый [Хлыбов, 1989]. Натриевый смектит содержит в межслоевых промежутках один молекулярный слой воды, кальциевый — два таких слоя. Благодаря особенностям своей структуры эти минералы обладают наибольшей емкостью поглощения, что объясняет их способность к катионному обмену. В зависимости от концентрации катионов кальция и натрия, могут формироваться неупорядоченные чередования пакетов смектита, содержащего в обменном комплексе натрия или кальция [Клубова, 1973; Дриц, Коссовская, 1990]. При насыщении водой или органическим наполнителем, вследствие высокой поглощающей способности, эти глинистые минералы могут значительно разбухать, препятствуя фильтрации углеводородов через коллектор [Клубова, 1973]. Диоктаэдрический смектит образовался в результате преобразования плагиоклазов, полевых шпатов или кислых изверженных пород [Дриц, Коссовская, 1990; Япаскерт, 2008]. При преобразовании базальтов и метабазитов формировались триоктаэдрические разности [Дриц, Коссовская, 1990; McKinley et al., 2003]. В раннетриасовое время на изучаемой территории существовал аридный климат [Мораховская, 2000; Твердохлебов, 2001], т.е. имели место наиболее благоприятные условия для формирования и сохранения этих минералов, благодаря минимальному поступлению воды, препятствующему выносу катионов (Ca, Mg, Na, K и пр.) [Клубова, 1973; Morad et al., 2000]. Для аккумуляции смектита лучше всего подходили флювиальные, озерные и эоловые условия осадконакопления, при этом данный минерал тяготеет к более спокойной гидродинамической обстановке [Ерофеев, Цеховский, 1983].

В ходе постседиментационных преобразований песчаников смектит переходит в иллит, хлорит или смешаннослойные образования. По мнению некоторых исследователей [Дриц, Коссовская, 1990; Япаскерт, 2008; Morad et al., 2000], этот переход происходит на глубине порядка 1500 м и более.

В песчаных отложениях триаса встречается аутигенный пирит в виде редких выделений неправильной формы, скоплений кубических кристаллов, а также фрамбоидов. Пирит формируется на обломках вулканических пород, среди минералов цемента, его присутствие часто связано с наличием битума в поровом пространстве.

Степень преобразования пород можно охарактеризовать на основании признаков уплотнения терригенных образований. В изученных отложениях преобладают точечные и линейные контакты между зернами. Реже встречаются конформные



**Рис. 7.** Микрофотографии глинистых минералов цемента из нижнетриасовых песчаников чаркабожской свиты (СЭМ).

а – хлорит с кристаллами новообразованного кварца глубина 1450 м; б – детализация хлоритовой каймы на терригенных обломках, глубина 1450 м; в – хлоритовая кайма на обломках темноцветных минералов обломках вулканогенных пород, глубина 1459 м; г – смешаннослойный иллит-сметит, глубина 1332 м; д, е – смешаннослойный иллит-сметит, глубина 1470 м (е – во вторичных электронах).

контакты, возникающие в результате деформации наименее компетентных, мягких обломочных компонентов, таких как биотит и обломки осадочных пород (глин и алевролитов). Среда осадконакопления влияет на характер преобразований осадка через состав поровых вод, размеры зерен и другие факторы. На ранней стадии преобразования осадка происходит его уплотнение, дегидратация, растворение и разложение неустой-

чивых компонентов, минеральные новообразования, кристаллизация и перекристаллизация [Логвиненко, Орлова, 1987; Япаскурт, 2008]. На этой стадии происходило образование кальцита, хлорита, каолинита, минералов группы смектита в изучаемых отложениях. На стадии раннего катагенеза под влиянием подземных вод, поровых растворов, при соответствующих термобарических условиях, происходило уплотнение пород,

коррозия и растворение обломочных зерен, регенерация, образование новых минералов из растворов, перекристаллизация аутигенных минералов [Япаскерт, 2008]. Среди аутигенных минералов, образовавшихся в описываемых отложениях на стадии раннего катагенеза, можно выделить кальцит, каолинит, кварц, сидерит. Широкое распространение получил кальцит, формирующий разнокристаллический, часто пойкилитовый цемент порово-базального типа. В изученных песчаниках довольно часто встречается хорошо окристаллизованный каолинит с высокой степенью структурной упорядоченности, образовавшийся в пористых проницаемых прослоях песчаных пород в результате катагенетических преобразований [Крупская, 2006; Кокшина, 2012].

Как показано предыдущими исследованиями, крупно- и среднезернистые песчаники нижнего триаса, характеризующиеся невысоким содержанием цемента преимущественно каолинитового или хлоритового состава, могут быть отнесены к высокоемким коллекторам [Тимонина, 2017]. Мелко- и среднезернистые песчаники с поровым цементом хлорит-смектитового состава или поровым каолинитом относятся к коллекторам более низкого качества (III–IV класса, по [Ханин, 1976]). Мелкозернистые песчаники и алевролиты, отличающиеся высоким содержанием минералов группы смектита в составе цемента, представляют собой низкоемкие коллекторы V–VI класса. Крупнозернистый кальцит, развитый в межзерновом пространстве песчаников, делает их практически непроницаемыми.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения состава породообразующей части и цементирующего вещества песчаников чаркабожской свиты установлено, что влияние различных постседиментационных процессов на коллекторские свойства пород проявляется в растворении обломков пород и карбонатного цемента с последующим перераспределением продуктов выщелачивания; образовании аутигенного и перекристаллизации аллотигенного каолинита; регенерации кварца и образовании глинистого пленочного цемента, препятствующих уплотнению и деформации обломков.

Хлорит в виде каемок вокруг терригенных обломков, смектит, заполняющий пустотное пространство, а также безжелезистый кальцит формировались на ранней стадии диагенеза. По мере увеличения глубины залегания широкое развитие получили процессы альбитизации обломочных плагиоклазов, иллитизации, замещения обломочных зерен и полевых шпатов, растворения неустойчивых обломков пород, а также образование каолинита в порах и рост крупнозернистого кальцита.

Ухудшение коллекторских свойств песчаников обусловлено развитием карбонатного цемента, а также заполнением порового пространства глинистыми минералами. В то же время, вторичная пористость, образовавшаяся за счет растворения неустойчивых минералов и обломков пород, способствовала улучшению емкостных характеристик. В ряде случаев сохранялся большой объем первичной пористости за счет образования глинистых минералов, заполняющих пустотное пространство или обволакивающих обломки, что препятствовало дальнейшему уплотнению песчаника.

Таким образом, условия среды осадконакопления определяли гранулометрический состав и окатанность фрагментов, степень их сортировки и, соответственно, конфигурацию и размеры первичных межзерновых пор. Постседиментационные преобразования привели к изменению первичного пустотного пространства. Процессы уплотнения, цементации и регенерации способствовали его уменьшению, а растворение – увеличению за счет расширения межзерновых, образования внутризерновых микропор перекристаллизованного глинистого цемента.

Следует отметить, что неоднородность состава и типа цемента требует индивидуального подхода, взвешенного выбора технологий при определении методики разработки месторождений и тщательного подбора комплекса методов, направленных на повышение нефтеотдачи для разных участков месторождения.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за ценные советы и конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить работу.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках выполнения государственного задания “Геолого-геохимические закономерности формирования и размещения углеводородных систем, научные основы формирования ресурсной базы углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинция”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Савенко В.А.* Строение и корреляция отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2009. 227 с.
- Буш Д.А.* Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977. 214 с.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Г.П., Ян П.А.* Минералы группы каолинита в нижнеюрских отложениях Западной

- Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. Международная научная конференция “Недропользование. Горное дело. Направления и технология поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология”. Новосибирск: Интерэкспо ГЕО-Сибирь, 2017. Т. 1. С. 52–56.
- Гаврилов Ю.О.* Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 2. С. 133–150.
- Граувакки / Под ред. В.Д. Шутова. М.: Наука, 1972. 345 с.
- Данилевский С.А., Склярлова З.П., Трифачев Ю.М.* Геофлюидалные системы Тимано-Печорской провинции. Ухта: Тимано-Печорский научно-исследовательский центр, 2003. 298 с.
- Данилевский С.А., Склярлова З.П.* Катагенетическая зональность и размещение залежей углеводородов в Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтенакопления в Тимано-Печорской провинции // Сборник научных трудов. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 23–32.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 446)
- Ежова А.В.* Строение и генезис пустотного пространства в коллекторах нефтегазоносной толщи юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Литосфера. 2007. № 4. С. 115–122.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 373)
- Жемчугова В.А., Маслова Е.Е.* Фациальный контроль пространственного распределения коллекторов во вторичных доломитах северо-востока Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 28–47.
- Жемчугова В.А., Бербенева М.О.* Седиментационный контроль нефтегазоносности меловых отложений Русско-Часельского мегабассейна (Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 1. С. 63–70.
- Жемчугова В.А., Мятчин О.А., Трунова М.И.* Седиментационный контроль нефтегазоносности среднедевонских отложений южного погружения Бузулукской впадины // Труды РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2015. № 3(280). С. 5–18.
- Жемчугова В.А.* Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2014. 344 с.
- Калантар И.З., Танасова С.Д.* Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции / Отв. ред. В.И. Богацкий. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–134.
- Киричкова А.И.* Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. [http://www.ngtp.ru/rub/2/45\\_2013.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf)
- Клубова Т.Т.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М.: Недра, 1973. 256 с.
- Кокшина Л.В.* Глинистые минералы в цементе палеозойских граувакк: Магнитогорская мегазона (Южный Урал) и Боровская зона (Юго-Запад Западной Сибири) // Литосфера. 2012. № 2. С. 33–42.
- Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералогопетрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Накопление и преобразование глинистых минералов в осадочном чехле земной коры. Аридный литогенез // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 15–24.
- Крупская В.В., Калмыков Г.А., Хотылев О.В., Ревва М.Ю.* Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере Вартовского свода) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 250–257.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. М.: Научный мир, 2016. 212 с.
- Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба / А.В. Маслов, Г.А. Миценс, Л.В. Бадида. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В.* Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Мельник И.А.* Выявление вторично преобразованных терригенных коллекторов на основе статистической интерпретации материалов ГИС // Геофизика. 2013. № 4. С. 29–35.
- Мигдисов А.А.* О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
- Мораховская Е.Д.* Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб.: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.
- Морозов В.П., Шмырина В.А.* Влияние вторичных изменений пород-коллекторов на фильтрационно-емкостные свойства продуктивных пластов БС<sub>11</sub> и ЮС<sub>1</sub> Кустового месторождения // Ученые записки Казанского университета. 2013. № 155(1). С. 95–98.
- Муромцев В.С.* Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.
- Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В.* О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Тр. XXV сессии Международного геол. конгресса // Докл. советских геологов: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47–62.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Природные резервуары нефтегазоносных комплексов Тимано-Печорской провинции / Е.Л. Теплов, З.В. Ларионова, И.Ю. Беда и др. СПб.: ООО “Реноме”, ГУП РК ТП НИЦ, 2001. 286 с.
- Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Страхов Н.М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука. 1983. 640 с.

- Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР / Под ред. В.А. Дедеева. Л.: Наука, 1982. 200 с.
- 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.
- Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УРО РАН, 1998. 238 с.
- Тимонина Н.Н., Мочалова И.Л.* Литологические особенности продуктивных отложений нижнего триаса Шапкина-Юрьянского вала (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. № 3. [https://doi.org/10.17353/2070-5379/28\\_2017](https://doi.org/10.17353/2070-5379/28_2017)
- Удовиченко Л.А.* Структурно-вещественные комплексы и перспективы нефтегазоносности нижнего триаса Тимано-Печорской провинции // Закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в Тимано-Печорской провинции / Гл. ред. В.И. Богацкий. Л.: ВНИГРИ, 1986. С. 66–73.
- Ханин А.А.* Петрофизика нефтяных и газовых пластов. М.: Недра, 1976. 259 с.
- Хлыбов В.В.* Глинистые минералы триасовых отложений северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1989. 104 с.
- Холодов В.Н.* О типах литогенеза и их современной интерпретации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 580–593.
- Чалышев В.И., Варюхина Л.М.* Стратиграфия и спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских и триасовых отложений Печорского Урала и гряды Чернышева // Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана / Отв. ред. Н.Н. Кузькокова и др. Сыктывкар, 1960. С. 49–58.
- Шванов В.Н.* Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Наука, 1987. 269 с.
- Юсеф И.М., Морозов В.П.* Характеристика песчаников газонефтяных резервуаров верхнего триаса Сирии с использованием лабораторных методов анализа // Георесурсы. 2017. Т. 19. № 4. Ч. 2. С 356–363.
- Янакурт О.В., Шиханов С.Е.* Стадийность процессов минералогенеза терригенных отложений от начала триаса до квартала в связи с эволюцией геодинамических режимов формирования Колтогорско-Уренгойской системы прогибов (Западно-Сибирская плита) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2013. № 6. С. 3–12.
- Янакурт О.В.* Стадиальный анализ осадочного процесса // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 364–376.
- Al-Kahtany Khalid, Al Gahtani Fahad.* Distribution of diagenetic alteration in fluvial channel and floodplain deposits in the Triassic Narrabeen group, Southern Sydney Basin, Australia // J. Geol. Soc. India. 2015. V. 85. P. 591–603.
- Allen J.R.L.* Sedimentary structures. V. 2. Amsterdam: Elsevier, 1982. № 593. 663 p.
- Cao B., Lo X., Zhang L. et al.* Diagenetic evolution of deep sandstones and multiple-stage oil entrapment: a case study from the Lower Jurassic Sangonghe Formation in the Fukang Sag, Central Junggar Basin (NW China) // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2017. V. 152. № 3. P. 136–155.
- Collinson J.D.* Alluvial sediments. In: Sedimentary environments and facies / Ed. H.G. Reading. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1996. P. 37–82.
- El-Ghali M.A.K., Mansurbeg H., Morad S. et al.* Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria // Sediment. Geol. 2006. V. 190. P. 299–321.
- Hammer E., Mork M.B.E., Naess A.* Facies controls on the distribution of diagenesis and compaction in fluvial-deltaic deposits // Marine Petrol. Geol. 2010. № 27. P. 1727–1751.
- He M., Jin Z., Li T.D., Guo X.J. et al.* Stratigraphic Framework and Microfacies of the Triassic Lower Karamay Formation in Districts I, III, NW Junggar, China // J. Earth Sci. 2014. № 25(60). P. 2003–2017.
- Henares S., Caracciolo I., Fernandez J.J. et al.* Diagenetic constraints on heterogeneous reservoir quality assessment, a Triassic outcrop analog of meandering fluvial reservoirs // AAPG Bull. 2016. V. 100. № 9. P. 1377–1398.
- McKinley J.M., Worden R.H., Ruffel A.H.* Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behavior during diagenesis // Clay Mineral Cements in sandstones // Special Publication Number 34 of the International Association of Sedimentologists / Eds R.H. Worden, S. Morad. Blackwell Publishing, 2003. P. 109–128.
- Morad S., Ketzer J.M., De Ross L.F.* Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins // Sedimentology. 2000. № 47. P. 95–120.
- Morad S., Ketzer J.M., De Ross L.F.* The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy // AAPG Bull. 2010. V. 94. P. 1267–1309.
- Owen A., Ebighaus A., Hartley A.J. et al.* Multi-scale classification of fluvial architecture: an example from the Paleocene-Eocene Bighorn Basin, Wyoming // Sedimentology. 2017. № 64. P. 1572–1596.
- Selley R.S.* Ancient sedimentary environments. London: Chapman and Hall, 1978. 294 p.
- Tang Zh., Parnell J., Ruffel A.H.* Deposition and diagenesis of the lacustrine-fluvial Cangfangan Group (uppermost Permian to Lower Triassic), southern Junggar Basin, NW China: a contribution from sequence stratigraphy // J. Paleolimnol. 1994. № 11. P. 67–90.
- Wang G.W., Chang X.C., Yin W. et al.* Impact of diagenesis on reservoir quality and heterogeneity of the Upper Triassic Chang 8 tight oil sandstones in the Zhenjing area, Ordos Basin, China // Marine Petrol. Geol. 2017. № 83. P. 84–96.
- Yang L., Xu T., Liu K. et al.* Fluid-rock interactions during continuous diagenesis of sandstone reservoirs and their effects on reservoir porosity // Sedimentology. 2017. № 64. P. 1303–1321.
- Zhang Y., Tian J., Zhang X. et al.* Diagenesis evolution and pore types in tight sandstone of Shanxi Formation reservoir in Hangjinqi area, Ordos Basin, Northern China // Energies. 2022. № 15. P. 470.
- Zhu H., Liu G., Zhong D. et al.* Diagenetic controls on reservoir quality of tight sandstone: a case study of the Upper Triassic Yanchang formation Chang 7 sandstones, Ordos Basin, China // Earth Sci. Res. J. 2018. № 22(2). P. 129–138.

## Postsedimentary Transformations in the Lower Triassic Deposits in the North of Varandey-Adzva Zone (Pechora Oil and Gas-Bearing Basin)

N. N. Timonina<sup>1</sup>, \*, M. S. Nechaev<sup>1</sup>, I. L. Ulyrov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

*\*e-mail: timoninanata@gmail.com*

New data on the mineral composition of Lower Triassic terrigenous deposits in the north of the Pechora oil and gas bearing basin are presented. The relevance of the study is due to the fact that terrigenous natural reservoirs confined to this part of the section have a heterogeneous structure both in area and in section. The purpose of the article was to identify the features of the formation and distribution of minerals that fill the void space of reservoirs. As a result of studying by the methods of optical microscopy, X-ray phase analysis, electron microscopy, signs of mineralogenesis processes, post-sedimentary transformations of sandy reservoirs were revealed. It is shown that the most widespread are quartz regeneration, transformation of minerals of the mica group, formation of calcite of various generations, formation of authigenic clay minerals, etc. Diagenetic changes in terrigenous rocks play a significant role in the formation of reservoir properties and lead to heterogeneity of reservoirs. It is shown that a large amount of calcite in sandstone cement leads to a significant decrease in porosity and permeability parameters. Pore cement of chlorite-smectite composition in fine-grained sandstones also leads to a decrease in the quality of reservoirs. Coarse and medium-grained sandstones with a low content of cement, predominantly of kaolinite or chlorite composition, are characterized by higher reservoir properties. Crustification cement of chlorite composition, pore-filling cement of kaolinite composition contribute to the formation of reservoirs with higher rates.

*Keywords:* Oil and Gas-Bearing Basin, diagenesis, reservoir, sandstones, alluvial deposits, pore space.

## ГЛОБУЛЯРНЫЕ СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ ГЛАУКОНИТ-ИЛЛИТОВОГО РЯДА В КЕМБРИЙСКИХ И ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ (СЕВЕРНАЯ ЭСТОНИЯ, ЗАПАДНАЯ ЛИТВА, ЗАПАДНАЯ ЛАТВИЯ)

© 2023 г. Т. А. Ивановская<sup>a, \*</sup>, Б. А. Сахаров<sup>a, \*\*</sup>, Т. С. Зайцева<sup>b, \*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

\*\*e-mail: sakharovb@gmail.com

\*\*\*e-mail: z-t-s@mail.ru

Поступила в редакцию 06.05.2022 г.

После доработки 31.07.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

В работе впервые рассматриваются минералогические, структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда (ГСС) – из нижнего кембрия Северной Эстонии и Западной Литвы, из среднего кембрия Западной Латвии, а также из нижнего ордовика Эстонии и Западной Латвии. Степень алюминированности ГСС ( $K_{Al} = {}^VI Al / [{}^VI Fe^{3+} + {}^VI Al]$ ) варьирует от 0.27 до 0.59, что позволяет относить их к глауконит-иллитовому ряду, в котором ГСС представлены преимущественно глауконитами ( $K_{Al} = 0.27–0.46$ ) и одним образцом Al-глауконита ( $K_{Al} = 0.59$ ). Содержание  $K_2O$  в минералах составляет 7.12–7.90%. Впервые, методом моделирования дифракционных картин ориентированных препаратов ГСС, в исследованных образцах определены: содержание разбухающих слоев (4–13%), их типы (смектитовые, вермикулитовые) и характер чередования ( $R = 0$  и  $R = 2$ ). Моделирование дифракционных картин от неориентированных препаратов, позволило установить для исследованных ГСС степень трехмерной упорядоченности и среднее значение параметра элементарной ячейки  $b$  (9.056–9.094) Å, а также выяснить особенности распределения слагающих их индивидуальных слюдястых разновидностей. На основе этих данных установлена микрогетерогенность кембрийских и ордовикских ГСС и проведено сравнение с гетерогенностью в изученных ранее рифейских ГСС [Дриц и др., 2013]. Полученные Rb-Sr и K-Ar датировки для изученных образцов, а также опубликованные ранее данные для нижнекембрийских образцов, оказались “омоложенными” по сравнению с возрастными рамками, принятым для кембрия и нижнего ордовика [Gradstein et al., 2020]. Обсуждается связь кембрийских и нижнеордовикских “омоложенных” изотопных датировок с обнаруженной гетерогенностью ГСС, возможные причины ее возникновения.

**Ключевые слова:** глауконит, минералогия, кристаллохимия, нижний и средний кембрий, нижний ордовик, гетерогенность глобулярных слоистых силикатов, Rb-Sr возраст.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22700057, **EDN:** IIVTQS

В процессе формирования осадочных пород, минералы, входящие в их состав, как правило, претерпевают существенные химические и структурные преобразования. Различные этапы этих преобразований могут быть датированы изотопными методами, поскольку они обычно сопровождаются “трансформацией” изотопно-геохронологических систем. Глобулярные слоистые силикаты (ГСС) – один из важнейших источников изотопно-геохронологической информации о начальных этапах формирования и последующих

преобразованиях различных типов осадочных пород.

Присутствие в породах аутигенных ГСС определяет потенциальную возможность их использования для изотопно-геохронологического изучения раннего диагенеза, близкого ко времени отложения осадков. Глобулярные слоистые силикаты, полностью преобразованные под воздействием постдиагенетических процессов, могут дать информацию о времени более поздних геологических событий. Но бывают ситуации, когда проис-

ходит частичная перекристаллизация ГСС, то есть полученная изотопная датировка представляет собой некоторое средневзвешенное значение между возрастом диагенеза и возрастом более позднего события, определяя лишь верхней предел возраста формирования осадочной породы. В некоторых случаях даже эта информация очень важна, особенно для докембрия, когда невозможно применить биостратиграфические методы или датировать осадочные толщи по циркону из туфов, сингенетичным процессам осадконакопления.

Однако остается открытым вопрос, что же делать с “омоложенными” датировками, можно ли извлечь из них какую-либо полезную информацию? В том случае если произошло только частичное преобразование зерен ГСС, в составе глобуль сосуществуют две генерации ГСС – диагенетическая и постдиагенетическая, а полученная датировка представляет собой средневзвешенное значение. Возможность установить соотношение диагенетической и новообразованной фаз (генераций) в составе таких гетерогенных глобуль позволила бы определить возраст каждой генерации в составе ГСС.

Но такая гетерогенность глобуль ГСС может быть следствием не только вторичных преобразований минерала, в котором слюдистые разновидности представляют собой разновозрастные генерации, она может быть и первичной. На примере четырех рифейских образцов ГСС В.А. Дриц с коллегами [2013] установили, что гетерогенность зерен ГСС, имеющих диагенетическое происхождение и стратиграфически значимый изотопный возраст, может быть связана с литологическим типом пород, в которых формировались глобули. В работе этих авторов показано, что ГСС из грубозернистых пород, по сравнению с тонкозернистыми, включают в себя большее разнообразие индивидуальных слюдистых разновидностей, что обусловлено более широким диапазоном физико-химических параметров, при котором формировались ГСС. В рамках данной работы продолжены исследования гетерогенности ГСС. Были выбраны семь образцов нижнепалеозойских пород разного литологического типа, отобранных из керна скважин с различных глубин и из природных обнажений различных регионов Восточной Балтики.

Таким образом, целью настоящего исследования было сравнение характера гетерогенности в изученных ранее докембрийских образцах ГСС из грубо- и тонкозернистых терригенных отложений [Дриц и др., 2013] с особенностями гетерогенности ГСС из нижнепалеозойских пород, представленных различными литологическими типами (мелкозернистые песчаники и алевролиты, глауконититы, известковистые глауконититы и глауконитовые известняки), которые характе-

ризуются различной степенью цементации, разной глубиной залегания и интенсивностью вторичных изменений.

В рамках наших исследований проведено обобщение полученных ранее данных по нижнекембрийским образцам глауконита, с уточнением на современном уровне их литолого-минералогических, структурно-кристаллохимических, генетических и изотопно-геохронологических особенностей, из обнажения Утрия нижнего кембрия Северной Эстонии (люкатиская и тискреская свиты) и из керна скв. Аблинга-5 Западной Литвы (вирбалисская свита) [Ивановская и др., 1991; Зайцева и др., 2005], а также получены новые минералого-кристаллохимические и изотопно-геохронологические данные для глауконитов из керна материала среднего кембрия Западной Латвии (тебрская свита), скв. Вергале-50; нижнего ордовика Северной Эстонии (леэтсеская свита), скв. Ф-109, Парила; Западной Латвии (зебреская свита), скв. Вергале-50.

В работе используется обобщенная классификация низкозарядных К-диоктаэдрических слюдистых минералов, основанная на степени алюминиевости ( $K_{Al} = {}^VIAl / [{}^VIFe^{3+} + {}^VIAl]$ ) слюдистых минералов. В этой классификации учитываются рекомендации Международных номенклатурных комитетов по слюдам (IMA NC) и глинистым минералам (AIPEA) [Rieder et al., 1998; Guggenheim et al., 2006], а также дополнения, основанные на многолетних исследованиях авторов [Ивановская и др., 2012, 2015; Zviagina et al., 2017], а также на литературных данных [Коссовская, Дриц, 1971; Дриц, Коссовская, 1991; Дриц и др., 2013 и др.]. В статье рассматриваются минералого-кристаллохимические характеристики и изотопные данные для ГСС, относящихся как к глаукониту, так и к Al-глаукониту (Fe-иллиту).

## ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучались глауконитсодержащие отложения нижнего–среднего кембрия и нижнего ордовика северо-западной части Восточно-Европейской платформы, распространенные в пределах Балтийской синеклизы (рис. 1а). Образцы были отобраны из нижнекембрийских мелкозернистых песчаников и алевролитов люкатиской и тискреской свит Северной Эстонии (обнажении Утрия); вирбалисской свиты Западной Литвы (скважина Аблинга-5, 2261 м); из среднекембрийских алевролитов тебрской свиты Западной Латвии (скв. 50, Вергале, 1040–1045 м); а также из отложений нижнего ордовика, представленных глауконититами нижней части леэтсеской свиты Северной Эстонии (скв. F-109, Парила, 98.9–98.1 м) и известковистыми глауконититами и глауконитовыми известняками верхней части зебреской свиты

Западной Латвии (скв. 50, Вергале, 993–995 м) (см. рис. 16).

### *Нижний кембрий*

Северная Эстония. Нижнекембрийские отложения на территории Эстонии развиты повсеместно и детально изучались в работах [Менс, Пиррус, 1977; Менс, 1986; Mens, Pirrus, 1997; Meidla, 2017 и др.]. Изученные образцы из нижнего кембрия были отобраны Т.А. Ивановской совместно с М. Рятсепом (Геологический институт, г. Таллин) в 1980 г. в обнажении Утрия на побережье Финского залива (см. рис. 1а, точка 1), в пограничных отложениях люкатиской и тискреской свит, относящихся, по палеонтологическим данным, к атдабанскому ярусу средней части нижнего кембрия (доминопольский горизонт). Образец 5 (кровля люкатиской свиты) взят в 25 см ниже обр. 3, отобранного в основании тискреской свиты, а обр. 2 – в 25 см выше по разрезу от точки отбора обр. 3 [Ивановская и др., 1991, рис. 1].

Западная Литва. Литологические и палеонтологические особенности нижнего кембрия Западной Литвы рассматриваются в работах [Брангулис и др., 1986; Пиррус, 1989; Jankauskas, 2002, 2004 и др.]. Глауконитсодержащие алевролиты и мелкозернистые песчаники (обр. 89/6) приурочены к нижней подсвите вирбалисской свиты раувенского горизонта. Керн был отобран Т.А. Ивановской совместно с Т.В. Янкаускасом (Институт геологии, Литва) в 1989 г. из скважины Аблинга-5 (обр. 89/6) на глубине 2261 м (см. рис. 1а, точка 2) и рассматривался ранее в работе [Ивановская, Гептнер, 2004].

### *Средний кембрий*

Западная Латвия. Стратотипический разрез кибартайского горизонта среднего кембрия (амгинский ярус) выделен на западе Восточно-Европейской платформы в скважине 50 (Вергале) (см. рис. 1а, точка 3) в интервале 1077.8–1040.5 м (слои 1–8), [Стратотипические ..., 1989; Gailīte et al., 2000 и др.]. Изученный образец 37/71А отобран в песчаных алевролитах верхней части тебрской свиты слоя 8 на глубине 1050–1040 м. Этот образец, а также обр. 37/71, любезно переданы нам Б.М. Келлером (ГИН РАН).

### *Нижний ордовик*

История развития ордовикского мелководного эпиконтинентального палеобассейна Балтоскандии и условия осадконакопления, включая нижнеордовикские отложения Северной Эстонии и Западной Латвии, рассматривались во многих работах [Стратотипические ..., 1989; Дронов, 2000, 2013 и др.].

Глауконитсодержащие породы относятся к нижней части ордовика Северной Эстонии (леэтсеская свита – ранее известна как “глауконитовые песчаники”) и к кровле нижнего ордовика Западной Латвии (зебреская свита). Эти свиты (леэтсеская и зебреская) относятся соответственно к хуннебергскому и биллингенскому региональным ярусам (см. рис. 16).

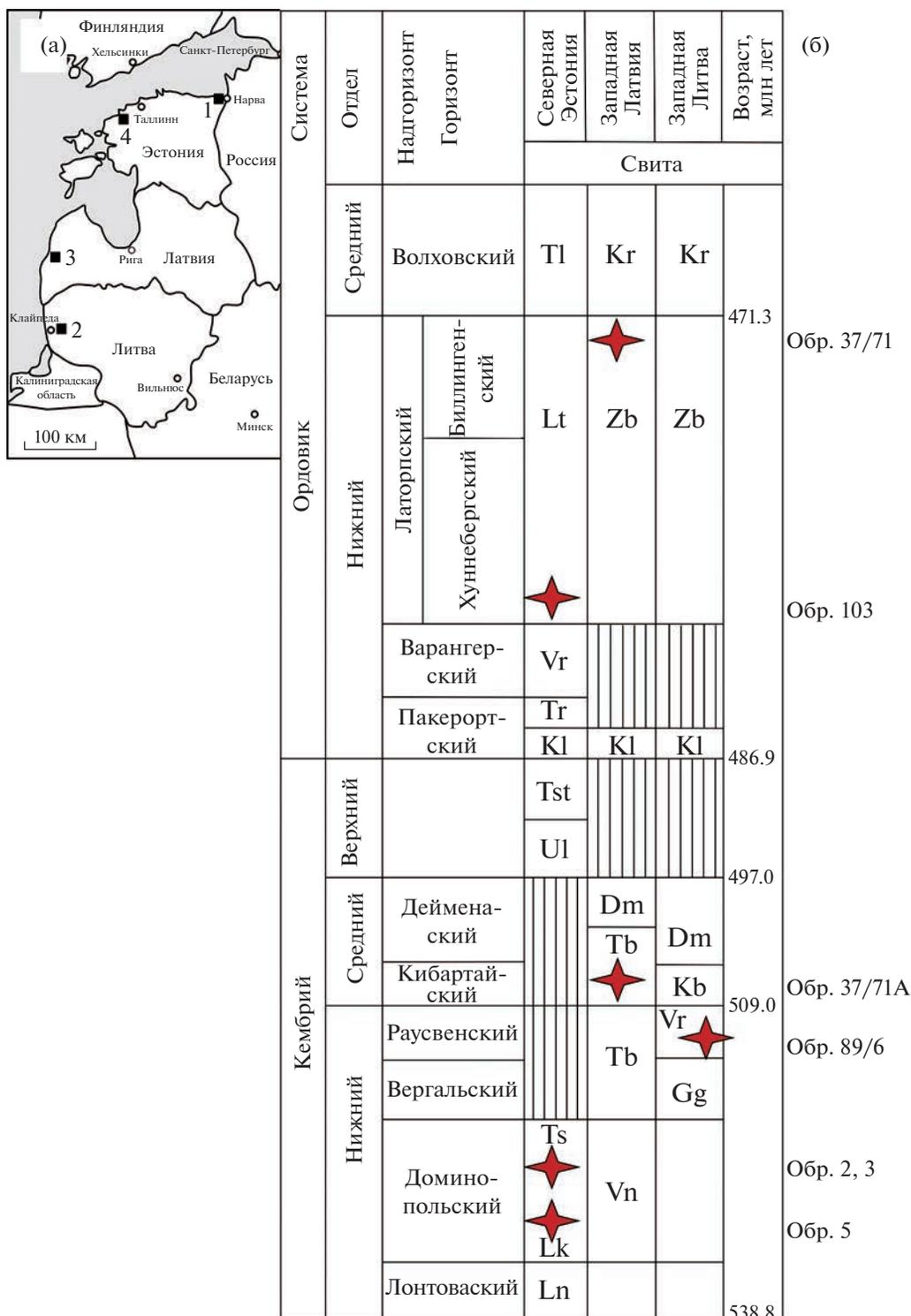
Северная Эстония. В основании леэтсеской свиты в скважине Ф-109 (Парила) встречен прослой глауконитита (обр. 103) (см. рис. 1а, точка 4, рис. 2а). Образец отобран на глубине 98.0–98.1 м (совместные сборы Т.А. Ивановской и М. Рятсепы), выше фосфоритоносных битуминозных аргиллитов (граптолитовые или диктионемовые аргиллиты) тюрисалуйской свиты, относящейся к верхней части пакерортского горизонта. Литолого-минералогические особенности и зональное расчленение по конодотам леэтсеской свиты описаны подробно в работе [Viira et al., 2006].

Западная Латвия. Ордовикские отложения повсеместно распространены на территории Латвии и соответствуют двум структурно-фациальным зонам – Западной и Восточной [Ульст и др., 1982; Стратотипические ..., 1989 и др.].

В кровле нижнего ордовика Западной структурно-фациальной зоны зебреская свита представлена переслаиванием неяснослоистых красных и зеленых глин, среди которых (зантеская пачка) встречаются прослои известняков [Стратотипические ..., 1989]. Образец 37/71 был отобран в одном из таких прослоев в кровле свиты (см. рис. 1б) и сложен известковистым глауконитом и глауконитовым известняком (скв. Вергале-50, глубина 993–995 м (см. рис. 1а, точка 3, рис. 2б).

## МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ ГСС

Мономинеральные фракции глауконитовых зерен выделялись обычным способом, который включал дробление плотных пород (обр. 89/6, 37/71) и отмучивание с целью удаления глинистой фракции в случаях неполной цементации (обр. 2, 3, 5 и 37/71А, 103). Обр. 37/71 представлен плотно сцементированным глауконитовым известняком, который был раздроблен, и полусцементированным известковистым глауконитом, который подвергали отмучиванию. Полученный в обоих случаях рыхлый материал рассеивался на размерные фракции, которые промывались, высушивались при комнатной температуре, сепарировались на электромагнитных сепараторах СЭМ-1 и СИМ-1 и делились на плотностные фракции в интервале плотности от 2.4 до 2.9 г/см<sup>3</sup> (с шагом 0.05 г/см<sup>3</sup>), кроме обр. 103 [Кац, 1977]. На заключительном этапе для всех образцов про-



**Рис. 1.** Географическое положение изученных образцов в Северной Эстонии (точки 1, 4), Западной Латвии (точка 3) и Западной Литве (точка 2) (а) и сводная стратиграфическая колонка кембрия и ордовика Восточной Балтики, составленная по [Дронов, 2013], [Mens, Piggus, 1997], [Gailite et al., 2000] и [Jankauskas, Laškova, 2004] с изменениями (б). Возрастные границы приведены в соответствии с Международной стратиграфической шкалой [Gradstein et al., 2020], звездочкой показано стратиграфическое положение отобранных образцов. а – 1 – обр. 103; 2 – обр. 89/6; 3 – обр. 37/71, 37/71А; 4 – 2, 3, 5.

Свиты: Ln – лонтоваская, Lk – локатиская, Ts – тискреская, Vn – вентавская, Tb – тебрская, Gg – гегесская, Vr – вирбалисская, Dm – дейменаская, Kb – кибартайская, Ul – юлгаская, Tst – тситреская, Kl – каллавереская, Tr – тюрисалуйская, Vr – варангерская, Lt – леэтсеская, Zb – зебреская, Tl – тойлаская, Kr – крюкайская.

водилась ультразвуковая обработка зерен и окончательная чистка под бинокулярным микроскопом.

Мономинеральные фракции зерен изучались с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), рентгеновской дифракции, мессбауэровской спектроскопии, классического химического и микронзондового анализов.

**Химический анализ и сканирующая электронная микроскопия.** Полный силикатный анализ получен для обр. 2, 3, 5, 37/71, 37/71А (аналитик К.А. Степанова, ГИН РАН). Исследование микроструктур глауконита в полированных шлифах, в отдельных зернах и на участках вмещающей породы, а также полуколичественный анализ катионного состава глауконитовых зерен (обр. 103, 37/71) и окружающих их минералов осуществлялись в ГИН РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) CamScan MV-2300, снабженного энергодисперсионной приставкой INCA-200 (Oxford-Instrument). Микроанализ проводился в точке размером 1 мкм<sup>2</sup>.

**Рентгеновская дифракция.** Рентгеновские дифракционные картины были получены с помощью дифрактометра D8 фирмы Bruker, использующим  $\text{CuK}_\alpha$  излучение. Дифракционные картины регистрировались в интервале углов от 3.0° до 49.5° 2 $\theta$  для ориентированных препаратов и от 16.0° до 64.0° 2 $\theta$  для неориентированных препаратов, представляющих собой порошки растертых глобуль. Интенсивности измерялись дискретно с шагом 0.05° 2 $\theta$  и экспозицией 180 сек. С помощью рентгеновского метода изучалась также глинистая составляющая пород (<1 мкм), которая в обр. 2, 3, 5 изучалась С.И. Ципурским с помощью электронографического метода [Ивановская и др., 1991]. Методология моделирования экспериментальных дифрактограмм глауконитовых зерен детально описана в работе [Дриц и др., 2013].

**Мессбауэровская спектроскопия.** Уточнение соотношения катионов двух- и трехвалентного железа в 2 : 1 слоях диоктаэдрических слоистых силикатов проводилось с помощью метода мессбауэровской спектроскопии как для изученных ранее образцов 2, 3 и 5, 89/6, так и для впервые анализируемых (обр. 37/71, 37/71А, 103). Мессбауэровские спектры были получены в ИГД РАН (ЦКП “АИРИЗ”) при комнатной температуре на спектрометре “СМБ-2201”. Методика изложена в работе [Зайцева и др., 2018].

**Изотопная геохронометрия.** Rb-Sr систематика мономинеральных фракций ГСС изучена методом изотопного разбавления со смешанным индикатором <sup>87</sup>Rb+<sup>84</sup>Sr, методика детально описана в работах [Горохов и др., 1997; Зайцева и др., 2018].

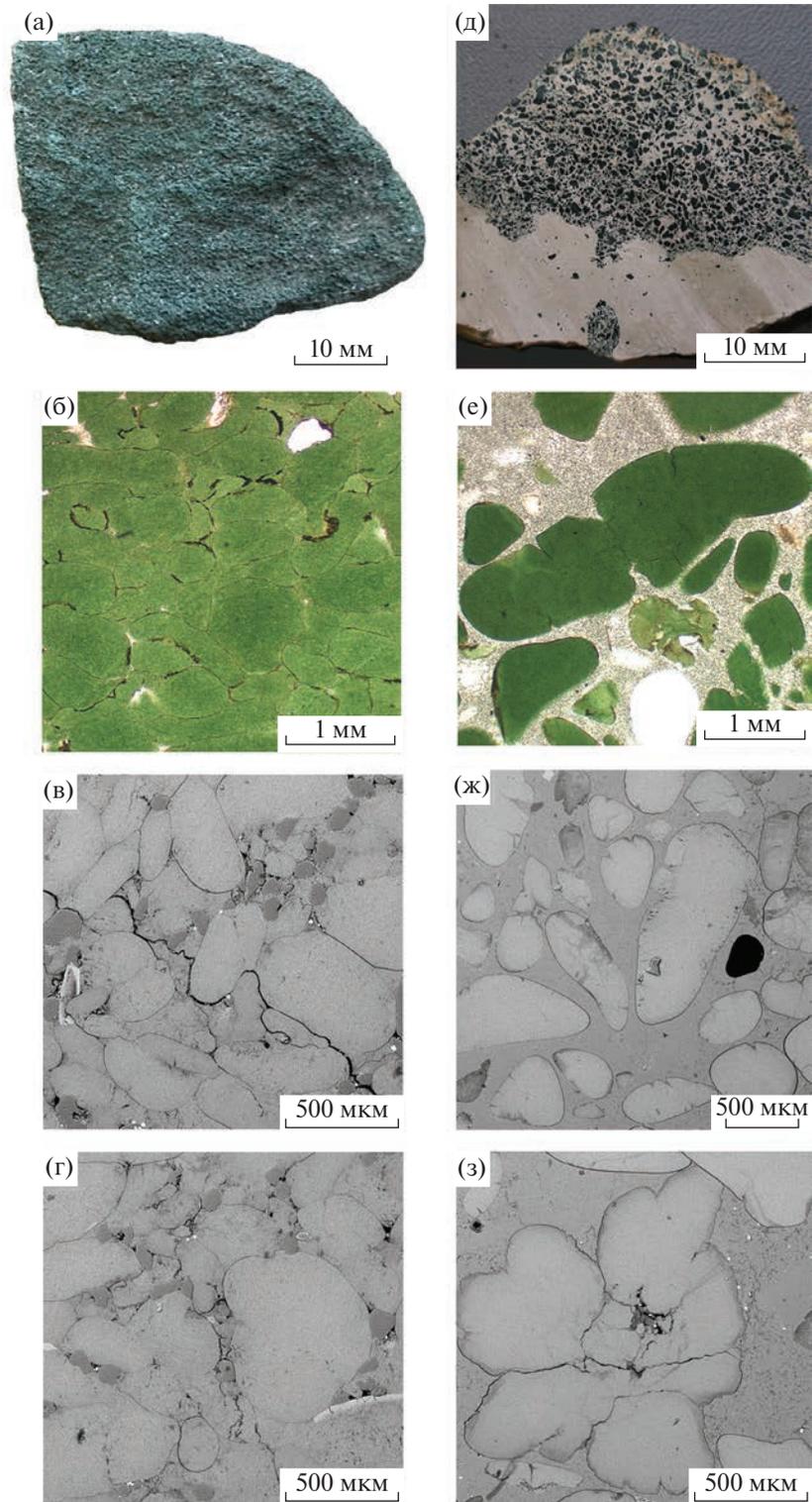
## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

### *Мелкозернистые песчаники и алевролиты*

Глауконитсодержащие породы нижнего (обр. 2, 3, 5 и 89/6) и среднего кембрия (обр. 37/71А) сходны по составу и структурно-текстурным особенностям — они представлены преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В минеральном составе пород доминирует кварц, второстепенным является глауконит (2–15%), присутствует незначительная примесь полевых шпатов и пластинчатых зерен слюды разного цвета; спорадически встречаются зерна акцессорных циркона, рутила, турмалина и др. В породах глауконит наблюдается в виде отдельных глобулярных зерен, которые образуют линзовидные скопления, и нередко подчеркивают горизонтальную и косую слоистость (мощность слоев от <1 мм до 10–15 мм). В глауконитсодержащих породах также встречается пирит (от тонко- до крупнозернистого), который, как правило, не окислен и присутствует, в том числе и в самих глауконитовых зернах. Кроме того, практически во всех образцах присутствуют обломки фосфатных раковин, глауконитизированные червеобразные органические остатки и зерна фосфата разного размера.

Породы несколько различны по степени цементации. Очень плотная цементация отмечается в мелкозернистых песчаниках и алевролитах обр. 89/6 из скв. Аблинга (2261 м), здесь породы претерпели вторичные изменения на уровне глубинного катагенеза. Алевролиты обр. 2, 3, 5 и 37/71А характеризуются средней степенью цементации (обнажение Угрия и скв. 50, Вергале, глубина отбора 1040–1045 м).

Породы средней и плотной цементации характеризуются порово-пленочным цементом, в которой основную роль играют тонкодисперсные слюдястые минералы. В плотно цементированном обр. 89/6 роль цемента, помимо слюдястых минералов, также выполняет вторичный крупнозернистый доломит, поровый глауконит, а в отдельных участках цементация пород также осуществляется за счет конформации и регенерации зерен кварца и полевых шпатов, что приводит к образованию мозаичных структур. Глинистая составляющая (<1 мкм) обр. 89/6, по электронографическим и рентгенодифракционным данным, состоит из диоктаэдрических слюд — иллита и Fe-иллита (параметр элементарной ячейки  $b = 9.01\text{--}9.03 \text{ \AA}$ ), и незначительного количества триоктаэдрического Fe<sup>2+</sup>-Mg-хлорита ( $b = 9.30 \text{ \AA}$ ), что свидетельствует о глубинно-катагенетических преобразованиях в плотноцементированных мелкозернистых песчаниках и алевролитах обр. 89/6 (глубина отбора керна ~2261 м) [Ивановская, Гептнер, 2004]. В образцах 2, 3 и 5 глинистая составляющая (<1 мкм) представлена ди-



октаэдрическими слюдистыми минералами близкого состава и соответствует иллиту ( $b = 9.01 \text{ \AA}$ ) [Ивановская и др., 1991].

В породах нижнего и среднего кембрия (обр. 2, 3, 5, 37/71А) катагенетические процессы проявлены незначительно, в них отсутствуют структуры гравитационного уплотнения [Пиррус, 1981; Стратиграфия ..., 1979].

#### *Глауконититы, известковистые глауконититы и глауконитовые известняки*

Термин “глауконитит” был впервые предложен в 1916 г. для известняка, содержащего свыше 50% глауконита [Геологический ..., 1978]. В дальнейшем этот термин нашел широкое применение для пород любого состава (известняк, песчаник, глина и др.), состоящих более чем на половину из зерен ГСС.

Образец 103 (нижний ордовик, основание лезтесской свиты) представлен почти чистым глауконитом средней плотности (см. рис. 2а–г). Как видно в шлифах, образец почти нацело сложен глауконитовыми зернами и цементирующей глауконитовой массой, среди которой встречается небольшое количество кварца, микрозернистого пирита и фрагменты органических остатков. Упаковка зерен глауконита очень плотная, наблюдаются пластические деформации зерен в контактах друг с другом, а также образование глауконитового цемента в промежутках между ними, что обуславливает разнообразную форму глауконитовых выделений. Зерна глауконита обычно намного крупнее частиц обломочного кварца.

Образец 37/71 отобран в верхней части нижнего ордовика (зевреская свита). Образец керна представлен (см. рис. 2д) плотным мелкозернистым известняком с редкими зернами глауконита, на неровной поверхности известняка залегает порода, обогащенная в разной степени глауконитовыми зернами. В зависимости от содержания глауконита в разных участках она сложена известковистыми глауконититами средней плотно-

сти и плотными глауконитовыми известняками (см. рис. 2д–з). В породах встречаются фосфаты, фрагменты органических остатков, органическое вещество (ОВ), которое может присутствовать как по краям, так и внутри и зерен. Зерна глауконита локально замещаются разнотельным фосфатом и кальцитом; они крупнее зерен кварца или близкие им по размеру, но иногда мельче, что связано с их растворением и кальцитизацией.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Минералогические особенности зерен*

Форма зерен ГСС в образцах терригенных и карбонатных пород глобулярная (округлая, овальная, почковидная, мозговидная, эллипсоидальная, уплощенная и др.), вермикулитоподобная и неправильная (полуугловатая, угловатая и др.). Большинство нижнекембрийских глауконитовых глобуль из обр. 2, 3 и 5, наряду с ровной поверхностью, характеризуются и выпукло-вогнутой (“ямчатой”) за счет явлений вдавливания в зерна окружающих терригенных минералов при уплотнении породы. Детально морфология зерен описана в работе [Рятсеп, 1986], в которой отмечаются как аутигенные разности ГСС, так и зерна неправильной формы (угловатые и др.). В среднекембрийских породах (обр. 37/71А) глауконит также характеризуется “ямчатой” поверхностью; здесь, наряду с мелкими зернами неправильной формы, которые преобладают, встречаются и относительно крупные аутигенные разности.

Неправильная форма зерен глауконита может быть связана с частичным замещением их аутигенными кварцем и карбонатными (доломит, кальцит) минералами (обр. 89/6 и 37/71). В зоне глубинного катагенеза изменение первичной формы глобуль является также результатом гравитационного уплотнения вмещающих пород, что приводит к их частичной деформации (обр. 89/6). Угловатые зерна могли образоваться при дезинтеграции глобуль в результате гидродинамического воздействия (в процессе перемива глауко-

**Рис. 2.** Макро- и микроскопические особенности глауконитовых зерен нижнего ордовика Северной Эстонии (основания лезтесской свиты, обр. 103) и Западной Латвии (кровля зевреской свиты, обр. 37/71). а–г – обр. 103 – а – внешний вид образца глауконитита; б – глауконитовые глобули и глауконитовая цементная масса в глауконитите, в породе отмечаются редкие зерна кварца белого цвета и по трещинам черное органическое вещество (ОВ) (фотография шлифа без анализатора); в, г – глауконитовые зерна и глауконитовая цементная масса светло-серого цвета с темно-серыми зернами кварца и микровключениями пирита белого цвета, ОВ черного цвета развивается по трещинам и иногда образует включения в глауконитовых зернах, два небольших органических остатка размером ~0.5 и 1 мм, сложены фосфатом (см. рис. 2в, г соответственно) (полированный шлиф, СЭМ); д–з – обр. 37/71 – д – внешний вид образца известковистого глауконитита и глауконитового известняка (верхняя часть) на контакте с практически чистым известняком (нижняя часть); е – глауконитовые зерна разной формы и размеров в известняке светло-серого цвета с белыми фосфатными образованиями, наблюдается разная степень замещения глауконитовых зерен кальцитом, реже фосфатом (фотография шлифа без анализатора); ж – глауконитовые зерна разной формы и размеров светло-серого цвета в более темном кальцитовом матриксе, ОВ встречается и в зернах, и в матриксе (полированный шлиф, СЭМ); з – зерно глауконита мозговидной формы, разделенное черным ОВ на более мелкие обособления, внутри зерна видны микровключения ОВ, также встречающиеся и в известняке (полированный шлиф, СЭМ).

нитсодержащих отложений), а также могут быть связаны с нарушением целостности глобулярных образований при переработке осадков зарывающимися организмами; угловатые зерна обычно встречаются вместе с глобулярными разновидностями, что свидетельствует о продолжении глауконитообразования после предполагаемых перемывов. Вермикулитоподобная форма зерен ГСС, характеризующихся темно-зеленым цветом и более высокой плотностью, характерна для червеобразных остатков организмов. В этих зернах установлены более высокие содержания калия (8.61%) и железа (19.21%) по сравнению с глобулями из того же образца ( $K_2O = 7.61\%$ ,  $FeO = 14.60\%$ ) [Ивановская, Гептнер, 2004], что свидетельствует о более высокой степени глауконитизации червеобразных остатков, вероятно, обогащенных ОВ.

В известковистых глауконититах и глауконитовых известняках (обр. 37/71) наряду с зернами неправильной и угловатой формы, переотложенными во время слабых перемывов, встречаются крупные глобули и трещиноватые мозговидные зерна, сформировавшиеся *in situ* (см. рис. 2е–з). Зерна аутигенных глауконитов из обр. 103 характеризуется преимущественно округлой и овальной формой, но встречаются удлиненные, дугообразные и другие разности, образование которых связано с пластической деформацией зерен друг другом при уплотнении (см. рис. 2б–г).

**Цвет зерен** в исследованных образцах варьирует от темно- до светло-зеленого. Окраска поверхности, а также центральной и краевой зон может быть равномерной и (или) пятнистой. В обр. 37/71, в частности, это связано с частичным замещением разных частей глауконитовых зерен кальцитом.

**Размер зерен** в образцах 2, 3, и 5 колеблется от 0.63 до 0.1 мм, преобладает фракция 0.315–0.2 мм; обр. 37/71А представлен более мелкими зернами (0.4–0.1 мм), среди которых доминируют зерна размером 0.16–0.1 мм. В обр. 89/6 размер зерен изменяется в пределах 0.4–0.1 мм, преобладают зерна размером 0.315–0.16 мм. Размер зерен в обр. 37/71 и 103 изменяется от 0.2 до 1.0 мм, но, как правило, развиты крупные разности (0.63–0.4 и 0.63–0.315 мм соответственно).

**Плотность зерен** в изученных образцах варьирует в интервале от 2.6 до 2.85 г/см<sup>3</sup> при преобладании фракции 2.7–2.75 г/см<sup>3</sup> в обр. 2, 3 и 5 и фракции 2.65–2.7 г/см<sup>3</sup> в обр. 37/71А. В обр. 37/71 доминирует фракция темно-зеленого цвета с более высокой плотностью 2.75–2.85 г/см<sup>3</sup>, что обусловлено более высоким содержанием октаэдрического железа в структуре минерала.

#### *Рентгенографические данные*

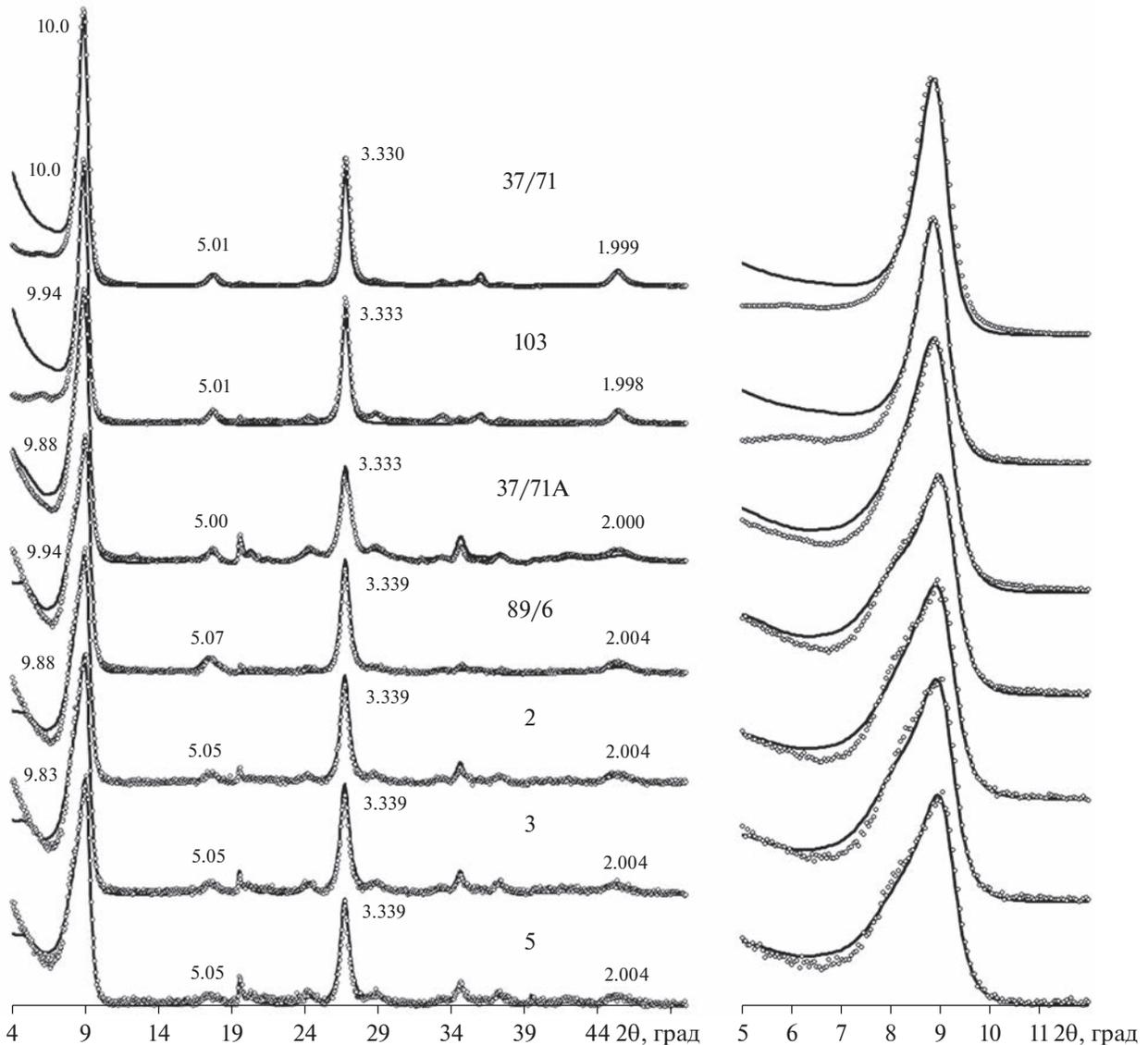
Моделирование рентгеновских дифракционных картин от ориентированных препаратов ГСС.

На дифракционных картинах, полученных от природных препаратов обр. 37/71 и 103, наблюдается почти целочисленная серия базальных рефлексов за исключением первого малоуглового отражения с  $d = 10.11 \text{ \AA}$ , повышенное значение которого, по-видимому, определяется эффектом смешанослойности и малыми размерами кристаллов. При насыщении препаратов этиленгликолем наблюдается небольшое смещение отражения 001 в сторону больших углов  $2\theta$  ( $d(001) = 10.00 \text{ \AA}$ , рис. 3). Кроме того, интенсивность рефлекса 001 немного уменьшается по сравнению с интенсивностью этого рефлекса на дифрактограммах природных препаратов.

Дифрактограммы природных препаратов обр. 89/6, 2, 3, 5 и 37/71А (нижний и средний кембрий) характеризуются более высокими значениями  $d$  первого малоуглового базального отражения (10.40–10.46  $\text{\AA}$ ) и более значительным нарушением целочисленности серии базальных отражений. При насыщении этиленгликолем, в малоугловой области у всех этих образцов наблюдается ассиметричный в сторону малых углов рефлекс с  $d = 9.83\text{--}9.94 \text{ \AA}$  (см. рис. 3) что, по-видимому, свидетельствует о тенденции к упорядоченному чередованию разнотипных слоев [Дриц, Сахаров, 1977].

Наиболее объективная информация о структуре глауконитового минерала может быть получена методом моделирования его экспериментальных дифракционных картин [Sakharov et al., 1999]. Более того, наиболее благоприятными для моделирования являются дифракционные картины образцов, насыщенных этиленгликолем, в отличие от воздушно-сухих образцов, поскольку в этом состоянии разбухающие слои слюдистого минерала однородно разбухают, то есть их высота становится одинаковой и не зависит от влажности. В случае если разбухающие межслои содержат два слоя молекул этиленгликоля, то высота разбухающих слоев может равняться 16.75–17.2  $\text{\AA}$ , а в случае одного слоя 12.90–13.5  $\text{\AA}$ . Поэтому для всех семи образцов, насыщенных этиленгликолем, с помощью этого метода были определены высоты слюдистых и разбухающих слоев; вероятностные параметры, характеризующие содержание слоев разного типа и характер их чередования (фактор ближнего порядка R) в структуре смешанослойных слюдистых образований (см. рис. 3, табл. 1).

Фактор ближнего порядка R равен числу предшествующих слоев в смешанослойных кристаллах, которые определяют вероятность появления данного слоя в смешанослойной структуре. Если разнотипные слои чередуются неупорядоченно, то появление слоя данного типа в любом месте структуры не зависит от природы соседних с ним слоев и  $R = 0$ . Если вероятность появления слоя



**Рис. 3.** Экспериментальные дифрактограммы (кружки) от ориентированных препаратов ГСС, насыщенных этиленгликолем, и соответствующие им дифракционные картины (сплошные линии), рассчитанные для моделей смешанно-слоистой структуры (см. табл. 1). Справа в увеличенном масштабе показаны фрагменты сравниваемых дифракционных картин, содержащие только один малоугловой рефлекс.

зависит от одного предшествующего ему слоя, то  $R = 1$ , если эта вероятность зависит от двух предшествующих слоев, то  $R = 2$  и т.д. Моделирование экспериментальных дифракционных картин от ориентированных препаратов, насыщенных этиленгликолем, показало, что фактор ближнего порядка  $R$  в чередовании разнотипных слоев в изученных образцах различен:  $R = 0$  в нижнеордовикских образцах 37/71 и 103, и  $R = 2$  в средне- и нижнекембрийских образцах 37/71А, 89/6, 2, 3, 5 (см. табл. 1). Максимально близкое соответствие между рассчитанными и экспериментальными дифракционными картинами достигалось в моделях, в которых присутствовали либо один (16.85–

16.95 Å), либо два (16.85–16.95 Å и ~13.2–13.5 Å) типа разбухающих слоев. Слои высотой ~13.2–13.5 Å относятся к высокозарядным смектитовым или вермикулитоподобным слоям, поскольку после насыщения образца этиленгликолем их межслои аккумулируют один слой молекул этиленгликоля в отличие от низкозарядных смектитовых слоев с высотой 16.85–16.95 Å, содержащих два слоя таких молекул.

В обр. 37/71 и 103 (нижний ордовик) смешанно-слоистая структура характеризуется чередованием 9.98 Å-слоистых и 16.85 Å-смектитовых слоев (~4 и 6% соответственно), которые чередуются неупорядоченно ( $R = 0$ ). В образцах 37/71А, 89/6,

**Таблица 1.** Структурные характеристики изученных образцов ГСС в насыщенном этиленгликолем состоянии

№ обр.	Размер зерен, мм	Плотность зерен, г/см <sup>3</sup>	Разбухающие слои				Слюдистые слои, $c \sin \beta$ , Å	R	$d(060)$ , Å	Параметр $b$ , Å	$c \cos \beta/a$	Fe фаза (глауконит), %	Fe–Al фаза*, %	$\Delta \text{age}$ , %
			сметитовые		вермикулитовые									
			$h$ , Å	%	$h$ , Å	%								
37/71	0.63–0.4	2.8–2.85	16.85	4	–	–	9.98	0	1.516	9.094	–0.365	85	15	5
103	0.63–0.315		16.85	6	–	–	9.98	0	1.514	9.082	–0.369	78	22	7
37/71A	0.16–0.1	2.65–2.7	16.95	7	13.2	4	9.98	2	1.513	9.080	–0.368	71	29	11
89/6	0.315–0.16	2.65–2.75	16.95	9	13.2	4	9.98	2	1.511	9.056	–0.380	46	54	27
2	0.315–0.2	2.7–2.75	16.95	8	13.5	4	9.98	2	1.516	9.093	–0.367	80	20	9
3	0.315–0.2	2.7–2.75	16.95	8	13.5	4	9.98	2	1.515	9.091	–0.368	78	22	10
5	0.315–0.2	2.7–2.75	16.95	8	13.5	4	9.98	2	1.514	9.083	–0.371	71	29	11

Примечания.  $h$  – высота разбухающих слоев; R – фактор ближнего порядка; \* Fe–Al фаза ( $b = 8.98$ – $9.06$  Å) суммарно включает в себя иллит, Fe-иллит и Al-глауконит;  $\Delta \text{age}$  – отклонение полученных изотопных Rb–Sr датировок от возрастов, приведенных для стратиграфических границ в МСШ [Gradstein et al., 2020].

2, 3 и 5 смешанослойная структура представлена чередованием 9.98 Å-слюдистых, 16.95 Å-сметитовых (7–9%) и 13.2–13.5 Å-вермикулитоподобных слоев (~4%) с тенденцией к их упорядоченному чередованию ( $R = 2$ ) (см. табл. 1). На рис. 3 видно вполне удовлетворительное согласие экспериментальных дифрактограмм, полученных от насыщенных этиленгликолем образцов, и соответствующих им дифракционных картин, рассчитанных для структурных моделей смешанослойных кристаллов (см. табл. 1).

Моделирование дифракционных картин от неориентированных препаратов ГСС. Интерпретация порошковых дифрактограмм от неориентированных препаратов слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда основана на критериях, приведенных в монографии В.А. Дрица с соавторами [1993] и кратко рассмотрена авторами ранее на примере образцов глауконит-иллитового состава из отложенной нижней кембрия и верхнего протерозоя, среди которых по рентгенографическим особенностям условно выделяются три группы: с высокой, средней и низкой степенью трехмерной упорядоченности. Ниже приведены результаты анализа дифракционных картин от неориентированных препаратов изученных образцов.

Характерные нарушения в упаковке слоев в структурах диоктаэдрических слюдистых минералов связаны, как правило, с их азимутальными разворотами на углы, кратные  $60^\circ$  или  $120^\circ$ . Наиболее чувствительными к разной степени структурной упорядоченности (содержанию дефектов упаковки) слюдистых минералов являются отражения  $\bar{1}12$  и  $112$ . Их интенсивность постепенно уменьшается с ростом числа дефектов любого типа.

Кроме того, дополнительным критерием разной степени трехмерной упорядоченности диоктаэдрических слоистых силикатов может служить профиль и интенсивность рефлексов  $\bar{1}11$  и  $021$  по отношению к интенсивности пика с индексами  $020$ ,  $110$ . В группе образцов с высокой степенью трехмерной упорядоченности эти рефлексы  $\bar{1}11$  и  $021$  хорошо разрешены.

Опираясь на вышеописанные критерии, можно отметить, что все образцы, за исключением обр. 37/71A, в целом похожи друг на друга (рис. 4) и характеризуются высокой степенью трехмерной упорядоченности. На дифрактограмме обр. 37/71A наблюдается пониженная интенсивность отражений  $\bar{1}12$  и  $112$ , а также рефлексов  $\bar{1}11$  и  $021$  по сравнению с аналогичными отражениями для всех других изученных образцов. Это свидетельствует о более низкой степени структурного порядка данного минерала (см. рис. 4). Согласно значениям слюдистых рефлексов  $060$ , параметры усредненной элементарной ячейки  $b$  ордовикских и кембрийских образцов варьирует от 9.056 до 9.094 Å (см. табл. 1).

Особенности распределения индивидуальных слюдистых разновидностей в ГСС на основе моделирования порошковых дифрактограмм. Методика моделирования приведена в работе [Дриц и др., 2013]. Моделирование порошковых дифрактограмм образцов осуществляли в рамках модели физической смеси слюдистых микрокристаллов с разными параметрами  $b_i$ , меняющимися от 8.98 до 9.15 Å с шагом 0.01 Å и  $a_i = b_i/\sqrt{3}$ . Все остальные структурные параметры задавались одинаковыми для каждой слюдистой разновидности, поскольку их влияние на положение, про-

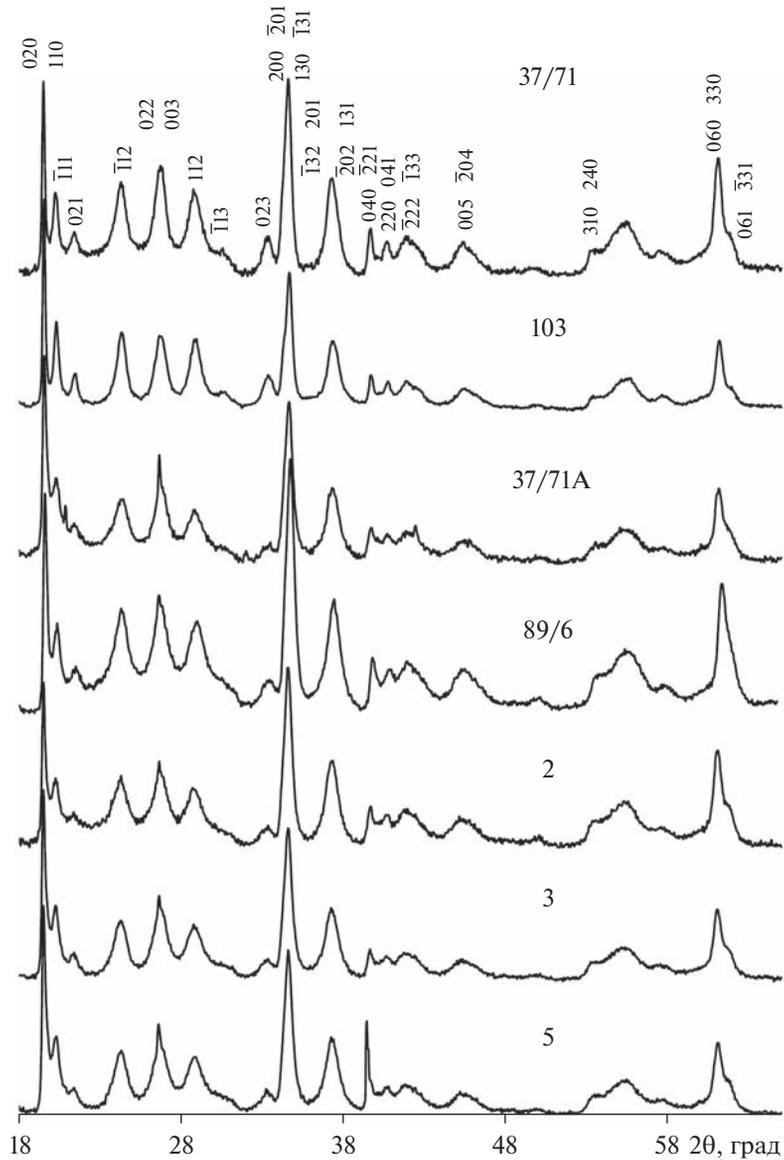


Рис. 4. Экспериментальные дифрактограммы от неориентированных препаратов исследованных образцов ГСС.

филь и интенсивность рентгеновских отражений были несущественными.

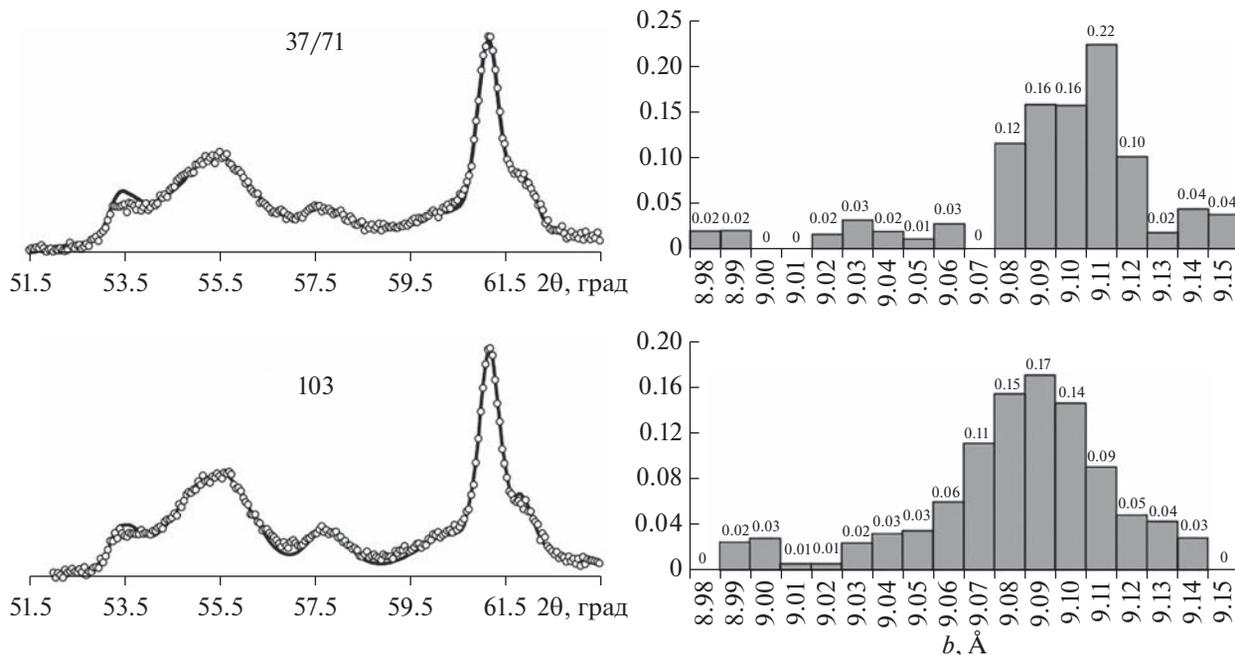
На рис. 5–7 показано сравнение рассчитанных и экспериментальных интенсивностей и профилей дифракционных максимумов в области углов  $2\theta$ , содержащих рефлексы 061, 331 (слева) и соответствующие гистограммы относительных содержаний индивидуальных слюистых разновидностей с разным катионным составом в зависимости от параметра  $b_i$  (справа) (см. рис. 5 – обр. 37/71, 103, рис. 6 – обр. 37/71А, 89/6, рис. 7 – обр. 2, 3, 5).

Поскольку фазового состава минеральных разновидностей глауконит-иллитового ряда у нас нет, то мы с долей условности Fe-фазу с параметрами  $b$  от 9.07 до 9.15 Å относим к глауконитам, а Al- и Fe–Al-фазы с параметрами  $b$  от 8.98 до

9.07 Å – к иллитам, Fe-иллитам и Al-глауконитам (совместно). Усредненные параметры  $b$ , а также соотношение Fe- и Fe–Al-фаз представлены в табл. 1.

**Обр. 103, 37/71.** Моделирование порошковых дифрактограмм образцов, которое проводилось в рамках модели физической смеси слюистых микрокристаллов с разными параметрами  $b_i$  (8.98–9.15 Å), позволило провести структурно- кристаллохимической гетерогенности зерен глауконита из нижнего ордовика и выявить особенности распределения слагающих их индивидуальных слюистых разновидностей.

Глобулы в известковистых глауконититах и глауконитовых известняках (обр. 37/71) характеризуются относительно широким спектром



**Рис. 5.** Фрагменты (слева) экспериментальных дифрактограмм (кружки) от неориентированных препаратов обр. 37/71 и 103 в области отражений 06l, 33l, сравниваются с дифракционными картинками (сплошные линии), рассчитанными для смеси слюдяных фаз разного состава с различными значениями параметра  $b = 8.98–9.15$  Å. Справа показаны гистограммы распределения слюдяных фаз разного состава с различными значениями параметра  $b$ .

Fe-фаз (85%) с параметрами  $b_i = 9.07–9.15$  Å и незначительным содержанием Al- и Fe–Al-фаз (15%) с  $b_i = 8.98–9.06$  Å, а также близкими относительными вкладами индивидуальных параметров  $b_i$  более алюминиевых фаз. Усредненный химический состав изученных слоистых силикатов соответствует глаукониту ( $K_{Al} = 0.28$ ), усредненный параметр  $b = 9.094$  Å (см. рис. 5, табл. 1).

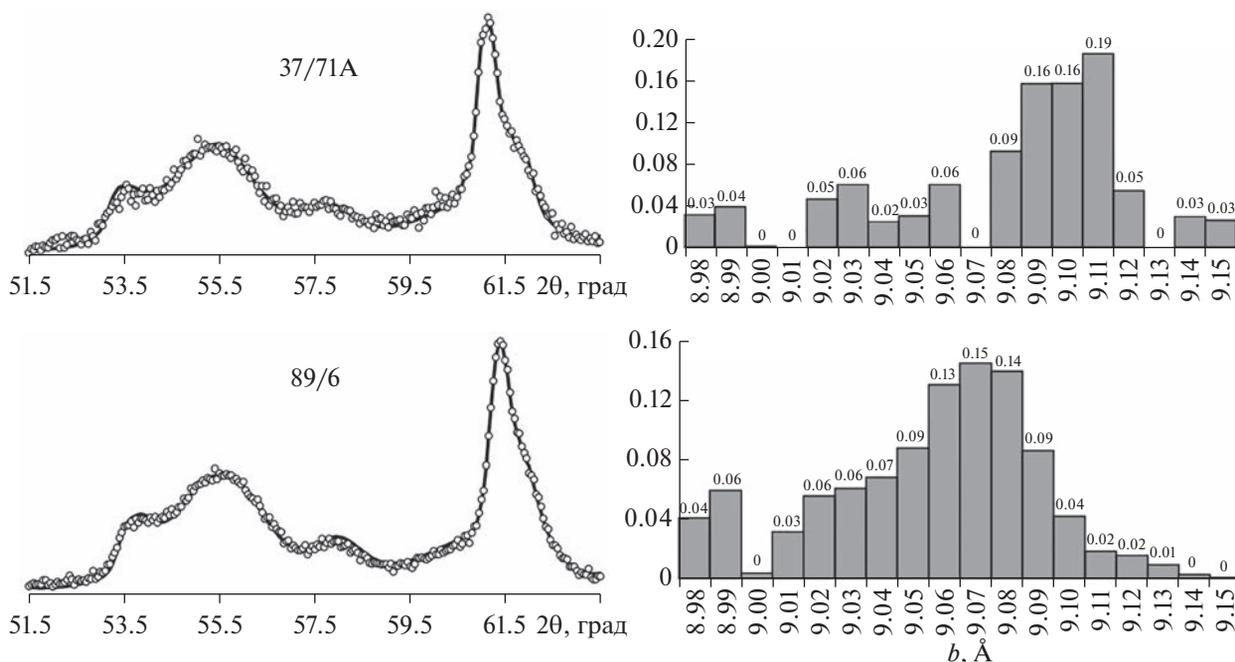
Для образца чистого глауконитита (обр. 103) также характерен достаточно широкий спектр распределения Fe-фаз (78%) с  $b_i = 9.07–9.14$  Å. Содержание Al- и Fe–Al-фаз, здесь выше, чем в обр. 37/71 и равно ~22% с  $b_i = 8.99–9.06$  Å (см. рис. 5, табл. 1). Относительные вклады индивидуальных параметров  $b_i$  для более алюминиевых фаз в этом образце несколько выше, чем в обр. 37/71. Возможно, это связано с тем, что глобулы в обр. 103 не делились по плотности, а изучалась общая размерная фракция (0.63–0.315 мм), в отличие от обр. 37/71, где анализировались глобулы в определенном плотностном интервале 0.6–0.4 мм, 2.8–2.85 г/см<sup>3</sup>. Это отразилось и на усредненном параметре  $b$ . Усредненный состав обр. 103 соответствует глаукониту ( $K_{Al} = 0.27$ ), усредненный параметр  $b = 9.082$  Å, что несколько ниже, чем в обр. 37/71, в котором  $b = 9.094$  Å (см. рис. 5, табл. 1).

**Обр. 37/71А.** В этом образце наблюдается достаточно широкий спектр для Fe-фазы с  $b_i = 9.07–9.15$  Å (71%) с разными относительными

вкладами индивидуальных параметров  $b_i$ . Содержание алюминиевых фаз Al- и Fe–Al-фаз с  $b_i 9.06–8.98$  Å равно 29%, т.е. вклады индивидуальных параметров  $b_i$  этих фаз еще выше, чем в ордовикских образцах. Усредненный состав соответствует глаукониту ( $K_{Al} = 0.27$ ), усредненный параметр  $b = 9.08$  Å (см. рис. 6, табл. 1).

**Обр. 89/6.** Здесь распределение слюдяных разновидностей характеризуется достаточно широким спектром, но Fe-фазы с  $b_i = 9.07–9.013$  Å здесь становится меньше (46%), а Al- и Fe–Al-фаз с  $b_i = 8.98–9.06$  Å (54%) – больше. В обр. 89/6 усредненный состав соответствует Al-глаукониту ( $K_{Al} = 0.586$ ), усредненный параметр  $b = 9.056$  Å (см. рис. 6, табл. 1).

**Обр. 2, 3, 5.** Образцы в целом похожи друг на друга по распределению слюдяных разновидностей (см. рис. 7). В них преобладает железистая фаза с  $b_i = 9.08–9.15$  Å (~80, 78 и 71% соответственно). Более алюминиевая фаза с  $b_i = 8.98–9.06$  Å в наибольшем количестве (~28%), присутствует в обр. 5 по сравнению с образцами 2 и 3, в которых эта фаза равна 20 и 22% соответственно (см. табл. 1). Усредненные составы обр. 2, 3 и 5 соответствуют глаукониту с разной степенью алюминиевости ( $K_{Al} = 0.40, 0.36, 0.46$  соответственно), усредненные параметры  $b = 9.093$  Å, 9.091 Å и 9.083 Å соответственно (см. табл. 1).



**Рис. 6.** Фрагменты (слева) экспериментальных дифрактограмм (кружки) от неориентированных препаратов обр. 37/71А и 89/6 в области отражений 06*l*, 33*l*, сравниваются с дифракционными картинками (сплошные линии), рассчитанными для смеси слюдяных фаз разного состава, с различными значениями параметра  $b = 8.98\text{--}9.15$  Å. Справа показаны гистограммы распределения слюдяных фаз разного состава с различными значениями параметра  $b$ .

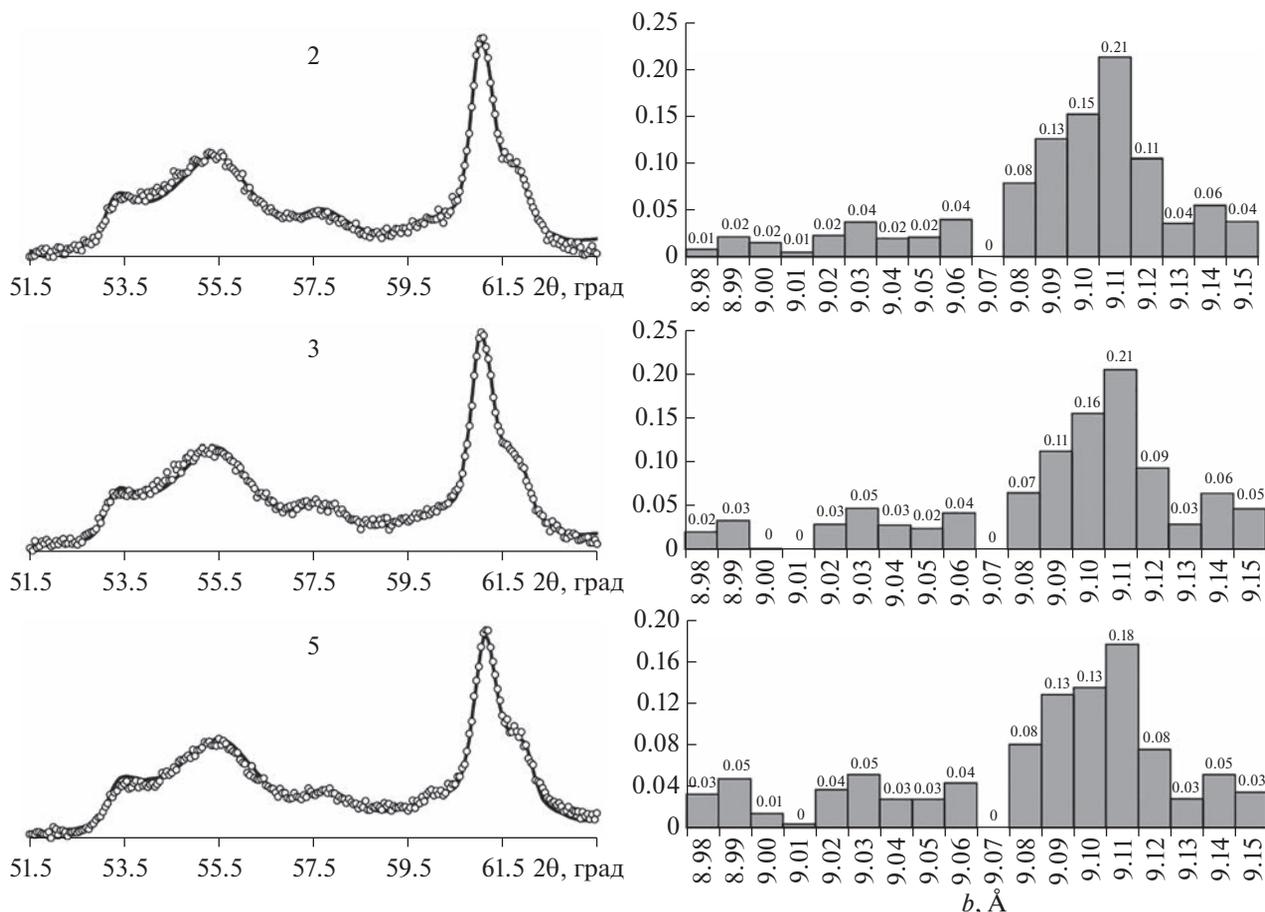
#### Кристаллохимические особенности

Кристаллохимические формулы обр. 2, 3, 5, 89/6, 37/71А и 37/71 были рассчитаны по данным полных силикатных анализов, а обр. 103 — по усредненным результатам полуколичественного

микронзондового анализа (табл. 2, 3). Для всех образцов расчеты проводились с учетом соотношения  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ , полученного методом мессбауэровской спектроскопии. Катионные составы образцов приводятся в расчете на анионный каркас  $\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ .

**Таблица 2.** Химический состав изученных образцов ГСС

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см <sup>3</sup>	Компоненты										
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
Нижний ордовик, биллингенский горизонт, зербская свита, скв. 50, Вергале, Западная Латвия													
37/71	0.63–0.4	2.8–2.85	49.37	9.51	19.09	3.60	4.14	0.07	0.11	7.84	5.52	1.00	100.25
Нижний ордовик, хуннебергский горизонт, леэтсеская свита, скв. F-109, Северная Эстония													
103	0.63–0.315	—	49.90	8.02	18.84	3.72	3.65	—	—	7.90	—	—	92.03
Средний кембрий, кибартайский региональный ярус, скв. 50, Вергале, Западная Латвия													
37/71А	0.16–0.1	2.65–2.7	47.49	12.27	15.69	4.50	2.49	—	0.09	7.12	8.21	1.66	99.53
Нижний кембрий, раусвенский горизонт, вирбалисская свита, Западная Литва													
89/6	0.315–0.16	2.65–2.75	48.84	13.75	16.77	2.22	1.94	0.37	0.26	7.23	7.21	1.79	100.38
Нижний кембрий, талсинский горизонт, тискреская свита, Северная Эстония													
2	0.315–0.2	2.7–2.75	47.26	11.70	16.43	4.86	2.18	0.06	0.20	7.35	7.61	1.32	98.92
3	0.315–0.2	2.7–2.75	48.63	11.65	17.00	4.27	2.33	0.06	0.19	7.20	7.31	0.94	99.52
Нижний кембрий, талсинский горизонт, люкатиская свита, Северная Эстония													
5	0.315–0.2	2.7–2.75	48.98	12.15	14.93	4.42	2.34	0.09	0.20	7.45	7.16	2.57	100.29



**Рис. 7.** Фрагменты (слева) экспериментальных дифрактограмм (кружки) от неориентированных препаратов обр. 2, 3 и 5 в области отражений 06l, 33l, сравниваются с дифракционными картинками (сплошные линии), рассчитанными для смеси слоистых фаз разного состава, с различными значениями параметра  $b = 8.98\text{--}9.15\text{ \AA}$ . Справа показаны гистограммы распределения слоистых фаз разного состава с различными значениями параметра  $b$ .

В работе используется обобщенная классификация низзарядных Fe-содержащих K-диоктаэдрических слюд, где степень алюминиевости ( $K_{Al} = \text{VIAl}/[\text{VIFe}^{3+} + \text{VIAl}]$ ) является основой подразделений ГСС на четыре группы  $K_{Al}$ : иллиты (в том числе собственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты с  $K_{Al} > 0.8$ ), Fe-иллиты ( $0.6 < K_{Al} \leq 0.8$ ), Al-глаукониты ( $0.5 \leq K_{Al} \leq 0.6$ ) и глаукониты ( $K_{Al} < 0.5$ ).

В изученных образцах содержание межслоевых катионов K изменяется в пределах от 0.68 до 0.75 (формульных единиц, ф.е.), содержание тетраэдрических катионов в образцах изменяется от 3.57 до 3.69 ф.е., катионов  $\text{VI Mg}$  — от 0.45 до 0.22 ф.е. (см. табл. 3). По степени алюминиевости ( $K_{Al}$ ) образцы 37/71, 103 и 37/71A, а также обр. 2, 3 и 5 относятся к глауконитам, где  $K_{Al}$  варьирует от 0.27 до 0.46. В обр. 89/6  $K_{Al} = 0.59$ , что соответствует Al-глаукониту.

Для нижнеордовикских глауконитов обр. 37/71 и 103 ( $K_{Al} = 0.28, 0.27$ , соответственно) характерны наиболее высокие содержания катионов  $\text{VI Fe}^{3+}$

(1.04, 1.05 ф.е.),  $\text{VI Mg}$  (0.45, 0.40 ф.е.) и наиболее низкие количества катионов  $\text{VI Fe}^{2+}$  (0.22, 0.23 ф.е.). Сравнивая глаукониты нижнего кембрия Северной Эстонии (обр. 2, 3 и 5 соответственно) отметим следующее. Некоторые вариации наблюдаются в содержании катионов  $\text{IV Si}$ ,  $\text{VI Al}$  и  $\text{VI Fe}^{3+}$  и, таким образом, величина  $K_{Al}$  изменяется от 0.36 до 0.46. Содержания октаэдрических катионов  $\text{VI Mg}$  и  $\text{VI Fe}^{2+}$  в ГСС практически одинаковы. Чуть более высокая степень алюминиевости отмечается для глауконита обр. 5 из люкатиской свиты ( $K_{Al} = 0.46$ ). Содержание катионов калия меняется от 0.71 до 0.75 ф.е. (см. табл. 3).

В среднекембрийском глауконите обр. 37/71A ( $K_{Al} = 0.42$ ) содержание октаэдрических катионов сопоставимо с их содержанием в нижнекембрийских образцах 2, 3 и 5, но содержание катионов калия чуть ниже, чем в нижнекембрийских образцах ( $K = 0.68$  и  $0.71\text{--}0.75$  ф.е. соответственно) (см. табл. 3). По рентгеновским данным для обр. 37/71A, по сравнению с образцами 2, 3 и 5,

**Таблица 3.** Кристаллохимические формулы изученных образцов ГСС (ф.е.)

Номер образца	Размер зерна, мм	Плотность зерна, г/см <sup>3</sup>	Катионы										$\frac{VIAl}{(VIAl + VIFe^{3+})}$	Заряды			$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$
			тетраэдрические		октаэдрические					межслоевые				тетраэдрические	октаэдрические	межслоевые	
			Si	Al	Al	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mg	$\Sigma_{окт}$	K	Na	Ca					
Нижний ордовик, биллингенский горизонт, зебреская свита, скв. 50, Вергале, Западная Латвия																	
37/71	0.63–0.4	2.8–2.85	3.59	0.41	0.40	1.04	0.22	0.45	2.11	0.73	0.02	0.01	0.28	15.59	5.66	0.77	0.21
Нижний ордовик, хуннебергский горизонт, лэтсеская свита, скв. F-109, Северная Эстония																	
103	0.63–0.315	–	3.69	0.31	0.39	1.05	0.23	0.40	2.07	0.74	–	–	0.27	15.69	5.57	0.74	0.22
Средний кембрий, кибартайский региональный ярус, тебрская свита, скв. 50, Вергале, Западная Латвия																	
37/71A	0.16–0.1	2.65–2.7	3.57	0.43	0.65	0.89	0.28	0.28	2.10	0.68	0.01	нет	0.42	15.57	5.74	0.70	0.32
Нижний кембрий, раусвенский горизонт, вирбалисская свита, Западная Литва																	
89/6	0.315–0.16	2.65–2.75	3.66	0.34	0.88	0.62	0.30	0.22	2.02	0.72	0.04	0.03	0.59	15.34	5.54	0.82	0.48
Нижний кембрий, талсинский горизонт, тискреская свита, Северная Эстония																	
2	0.315–0.2	2.7–2.75	3.57	0.43	0.61	0.92	0.30	0.25	2.08	0.71	0.03	–	0.40	15.57	5.69	0.74	0.33
3	0.315–0.2	2.7–2.75	3.62	0.38	0.55	0.96	0.27	0.26	2.04	0.75	0.004	0.02	0.36	15.62	5.59	0.75	0.28
Нижний кембрий, талсинский горизонт, люкатиская свита, Северная Эстония																	
5	0.315–0.2	2.7–2.75	3.63	0.37	0.70	0.82	0.27	0.26	2.05	0.71	0.03	0.01	0.46	15.63	5.62	0.76	0.33

Примечание. Расчет формул проводился с учетом отношения  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$ , полученного по данным мессбауэровской спектроскопии.

**Таблица 4.** Изотопные данные для кембрийских и ордовикских ГСС

Система, отдел*	Номер образца	Rb-Sr возраст, млн лет	K-Ar возраст, млн лет
Нижний ордовик (486.9–471.3 млн лет)	37/71	447 ± 11 (0.7089 ± 0.0003) <sup>(1)</sup>	–
	103	448 ± 9 (0.7089 ± 0.0003) <sup>(1)</sup>	–
Средний кембрий (509.0–497.0 млн лет)	37/71A	450 ± 10 (0.7119 ± 0.0004) <sup>(1)</sup>	–
Нижний кембрий (538.8–509.0 млн лет)	89/6	–	382–374 <sup>(2)</sup>
	2	458 ± 18 <sup>(4)</sup>	496 ± 20 <sup>(3)</sup>
	3	465 ± 14 <sup>(4)</sup>	438 ± 13 <sup>(3)</sup>
	5	472 ± 14 <sup>(4)</sup>	460 ± 14 <sup>(3)</sup>

Примечание. \*Возраст стратиграфических границ приведен в согласии с МСШ [Gradstein et al., 2020]; <sup>(1)</sup> – Rb-Sr изохронный возраст и полученное первичное отношение ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub>; данные из работ: <sup>(2)</sup> – Т.С. Зайцевой и др. [2005] и <sup>(3)</sup> – М.А. Семихатова и др. [1987]; <sup>(4)</sup> – модельный Rb-Sr возраст, рассчитанный с использованием первичного отношения ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub>, равного 0.7090.

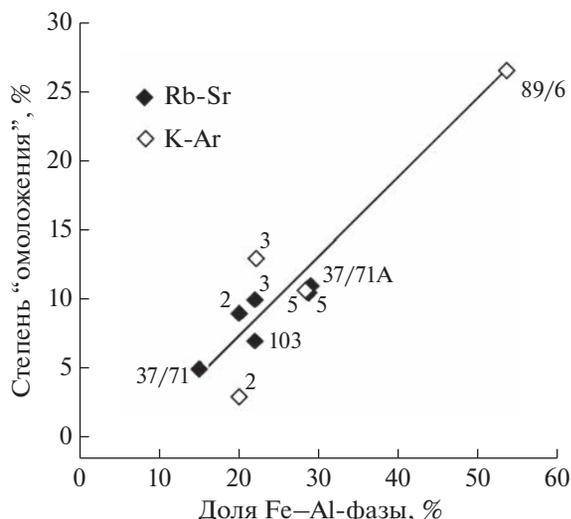


Рис. 8. Зависимость степени “омоложения” и доли Fe–Al-фазы в структуре глауконитов.

характерна более низкая степень структурного порядка минерала (см. рис. 4).

В ГСС верхней части нижнего кембрия Западной Литвы (скв. Аблинга-5, глубина 2261 м), в обр. 89/6, отмечаются самые высокие значения степени алюминиевости ( $K_{Al} = 0.59$ ), отношения  $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.48$  и межслоевого заряда (0.82) (см. табл. 3).

#### *Rb-Sr и K-Ar геохронометрия ГСС*

Изучение Rb-Sr изотопной систематики трех образцов ГСС (37/71A, 103, 37/71) из среднего кембрия и нижнего ордовика проводилось с применением методики выщелачивания 1 N раствором HCl, что позволяет получить для каждого образца триплет: кислотная вытяжка, остаток от выщелачивания и необработанная фракция. Rb-Sr датировки, вычисленные по ГСС из трех образцов тебрской ( $450 \pm 10$  млн лет), леэтесской ( $448 \pm 9$  млн лет) и зебреской свит ( $447 \pm 11$  млн лет) по триплетам представлены в табл. 4. Полученные изотопные датировки изученных ГСС “омоложены” относительно принятых для кембрия и нижнего ордовика возрастных рамок [Gradstein et al., 2020] на 5–10%.

Для трех образцов из нижнекембрийских пород (2, 3, 5) ранее были получены данные только для необработанных фракций ГСС [Семихатов и др., 1987]. K-Ar возраст варьирует в пределах 438–496 млн лет. Оценка Rb-Sr возраста ГСС этих образцов проведена методом вычисления модельных возрастов для необработанных фракций с предполагаемым первичным отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7090$ , которое максимально близко к этому значению в кембрийской морской воде [Ebne-

et al., 2001]. Модельные Rb-Sr возрасты трех образцов варьируют в интервале 472–458 млн лет и на 10% “омоложены” относительно стратиграфического возраста [Gradstein et al., 2020] (см. табл. 4). Обр. 89/6 “омоложен” в большей степени (25%), чем другие образцы (см. табл. 4).

На рис. 8 приведен график зависимости степени “омоложения” (отклонение полученных Rb-Sr и K-Ar возрастов по отношению к стратиграфическому, см. табл. 1) изученных ГСС от доли Fe–Al-фазы в их структуре, полученной по результатам моделирования дифракционных картин от неориентированных препаратов (см. табл. 1). Разброс точек относительно линии регрессии укладывается в пределы ошибок определения возраста. Полученная зависимость может указывать на то, что гетерогенность глауконитов, обусловленная присутствием Fe- и Fe–Al-фаз в составе минерала, формировалась как минимум в два этапа: во время диагенеза осадков (формирование Fe-фазы) и в процессе преобразования ГСС (формирование Fe–Al-фазы). Под воздействием вторичных процессов происходила частичная перекристаллизация глобуль (по трещинам и периферии зерен), сопровождающаяся выносом железа из структуры минерала (алюминизация) и удалением легкоподвижных радиогенных  $^{87}Sr$  и  $^{40}Ar$ . Безусловно, нельзя исключать существование некоторой первичной (диагенетической) гетерогенности, которая в данном случае, видимо, маскируется возникновением новых постдиагенетических Fe–Al-фаз. Таким образом, можно предполагать, что зерна ГСС представляют собой смесь двух генераций с различными изотопными характеристиками, что в результате и приводит к получению “омоложенных” значений возраста.

## ОБСУЖДЕНИЕ

### *Генезис глауконитовых зерен*

Аутигенное глауконитообразование в раннем палеозое происходило в спокойных гидродинамических условиях, при низкой скорости поступления терригенного материала, в присутствии свежего реакционноспособного органического вещества, когда в верхнем слое захороняющихся осадков устанавливались субоксидно–диоксидные геохимические обстановки раннего диагенеза. Именно такая благоприятная обстановка для образования аутигенного глауконитита (обр. 103) создавалась в нижнем ордовике Северной Эстонии в леэтесское время на отдельных участках ордовикского бассейна, включая ранее изученную значительную территорию месторождения фосфоритов Тоолсе, где аутигенный глауконитит латорпского горизонта (леэтесская свита) изучен в 25 скважинах [Хейнсалу, 1975]. Глобули из глау-

конитита месторождения Тоолсе сходны с ГСС обр. 103 из скв. F-109 (см. рис. 2а–г) по морфологии и взаимоотношениям друг с другом.

Таким образом, в ордовикском бассейне в пределах территории современной Северной Эстонии в начале лезтсеского времени сформировались отложения, содержащие значительные количества аутигенного глауконита, который не подвергался перемывам, тогда как по данным И.В. Николаевой [1977], в ордовикских отложениях Ленинградской области (латорпский горизонт), развиты глаукониты исключительно аллотигенного (перемытого происхождения).

Периоды спокойной обстановки, во время которой образуются глобулы, могут чередоваться с эпизодами повышенной гидродинамической активности водной среды, что приводит к взмучиванию и перемыву глауконитсодержащих осадков. Такая картина наблюдается в песчаных алевролитах нижнего кембрия люкатиской и тискреской свит Северной Эстонии (обр. 2, 3, 5) и в мелкозернистых песчаниках и алевролитах вирбалисской свиты (обр. 89/6) Западной Литвы. Впоследствии в зоне диагенеза могут вновь возникать условия для формирования крупных аутигенных глауконитовых глобул, которые соседствуют с аллотигенными разностями: в обр. 5, 3, 2, 89/6 присутствуют как мелкие глауконитовые глобулы, так и крупные, превышающие по размеру кварцевые зерна. В обр. 37/71А тебурской свиты преобладают мелкие разности, крупные зерна встречаются редко, что свидетельствует о преобладании аллотигенных зерен.

Формирование глауконитсодержащих известняков в бассейнах нижнего ордовика происходило локально, там, где на этапе раннего диагенеза в полулитифицированном осадке с разным количеством биогенных субстратов образуется благоприятная для глауконитообразования обстановка. Форма зерен (угловатая, полуугловатая) (см. рис. 2ж, з) свидетельствует о незначительных перемывах и (или) о переработке в процессе биотурбации, а глобулярная (в том числе мозговидная) форма и крупные размеры – о дальнейшем глауконитообразовании (см. рис. 2з). В работе В.Б. Ершовой [2008] также делается вывод об аутигенном происхождении мозговидных зерен и глауконитизированных биоморфных образований в известняках надлаторпского горизонта нижнего ордовика на территории Балтийско-Ладожского глинта.

*Структурно-кристаллохимическая гетерогенность изученных образцов*

Гетерогенность в глауконитовых зернах, наблюдаемая на макро и микроуровне: в шлифе, пробе, в одной плотностной фракции, в едином

зерне, – описана во многих работах [Ивановская, Ципурский, 1990; Ципурский и др., 1992; Дриц и др., 2013; Зайцева и др., 2018]. С.И. Ципурский [1992] изучил отдельные глобулы с помощью микродифракции электронов и локального энергодисперсионного анализа и обнаружил высокую степень гетерогенности химического состава микрочастиц (от глауконита до иллита), слагающих эти глобулы. Состав ГСС рассматривался как двухфазный, поскольку среди микрокристаллов статистически преобладали частицы железистого и алюминиевого состава. Такие же исследования были проведены для ГСС из глауконитсодержащих образцов нижнего кембрия Северной Эстонии и Восточной Сибири (р. Алдан) и нижнего рифея Северной Сибири (р. Котуйкан), было установлено, что они состоят из смеси микрочастиц глауконита и Fe-иллита с небольшой долей, собственно, иллита [Ивановская, Ципурский, 1990; Ципурский и др., 1992].

Рентгеновские дифрактограммы двухфазных образцов практически не отличаются от дифракционных картин однофазных глауконитов, за исключением области рефлексов 06l, 33l, расположенных в интервале углов от 60.0 до 62.0 2θ. В этой области для двухфазных ГСС наблюдается интенсивный дифракционный максимум асимметричной формы с плечом, расположенным со стороны больших углов 2θ. Впервые в работе В.А. Дрица, Б.А. Сахарова с соавторами [2013] для определения структурно-кристаллохимической гетерогенности ГСС было проведено моделирование четырех порошковых дифрактограмм различных плотностных фракций верхнепротерозойских ГСС. Были отобраны образцы ГСС с контрастными особенностями состава слюдистых минералов из терригенных вмещающих пород разного литологического типа. Выяснилось, что масштабы и формы проявления кристаллохимической гетерогенности слюдистых разновидностей, слагающих глобулы в гравелистых песчаниках и в более тонкозернистых породах усть-ильинской свиты (нижний рифей, Анабарское поднятие), различны: чем грубее вмещающий материал, тем шире диапазон физико-химических условий, при которых происходила кристаллизация слюдистых разновидностей.

Но гетерогенность состава ГСС может определяться не только широким диапазоном физико-химических условий на стадии диагенеза, но и процессами дальнейшего преобразования пород в условиях меняющихся обстановок минералообразования. Высокожелезистые ГСС могут формироваться при сравнительно низких температурах среды минералообразования (3–5°C), в которой наряду с другими химическими элементами содержатся достаточно высокие концентрации Fe<sup>2+</sup>-ионов. Образование высокоалюминиевых слюд требует более высоких температур, и чем

ниже температура, тем длительнее процесс кристаллизации [Eberl, Hower, 1976]. Таким образом, в диагенетическую стадию формирования индивидуальных слюдистых разновидностей в зернах ГСС следует ожидать первоначального образования железосодержащей слюдистой фазы, а затем на более поздних этапах – формирования Al-фазы [Дриц и др., 2013].

Изученные в рамках данной работы кембрийские и ордовикские образцы представляют собой породы с различной степенью цементации, залегающие на разных глубинах: от плотно сцементированных известняков и алевролитов до алевролитов и глауконитов средней степени цементации. Несмотря на это, все семь образцов характеризуются близкой структурно-кристаллохимической гетерогенностью в широком диапазоне смеси слюдистых микрокристаллов с разными параметрами  $b_i$ , меняющимися от 8.98 до 9.15 Å (см. рис. 5–7). В отличие от работы [Дриц и др., 2013] фазовый состав в данной работе не изучался, поэтому к Fe-фазе (глауконит), с некоторой долей условности, были отнесены слюдистые разновидности с  $b_i = 9.07–9.15$  Å, а слюдистые разновидности с  $b_i = 8.98–9.07$  Å соответствуют Al- и Al-Fe-фазам (совместно Al-глауконит, Fe-иллит, иллит) (см. рис. 5–7). В изученных кембрийских и ордовикских образцах не установлена связь между количеством Fe- и Al-фаз и определенным типом пород, которые были установлены для рифейских ГСС, имеющих стратиграфически значимый возраст, что могло бы указывать на первичную структурно-кристаллохимическую гетерогенность рифейских ГСС [Дриц и др., 2013].

Моделирование рентгеновских дифракционных картин от ориентированных препаратов показало, что образцы отличаются друг от друга содержанием разбухающих слоев: в нижнеордовикских ГСС (обр. 37/71, 103, см. табл. 1) содержание смектитовых слоев незначительное (4–6%) и чередование этих слоев неупорядоченное ( $R = 0$ ), а в кембрийских ГСС (обр. 2, 3, 5, 89/6, 37/71A) кроме смектитовых присутствуют вермикулитовые слои, и в сумме содержание разбухающих слоев выше (11–13%), чередование слоев характеризуется тенденцией к упорядочению ( $R = 2$ ). Примечательно (см. табл. 1), что количество разбухающих слоев связано со степенью “омоложения” ГСС: наименее “омоложенные” образцы 103 и 37/71 имеют минимальные содержания смектитовых слоев и не содержат вермикулитовых, тогда как наиболее “омоложенный” обр. 89/6 содержит в сумме максимальное количество смектитовых и вермикулитовых слоев (13%).

Изученные в этой работе ГСС “омоложены” и при этом в разной степени испытали постседиментационные преобразования. Установленная

прямая зависимость между степенью “омоложенности” и долей Fe–Al-фазы (см. рис. 8) указывает на то, что гетерогенность изученных глауконитов является следствием воздействия постдиагенетических процессов, приведших к частичной перекристаллизации зерен глауконита и потере радиогенных стронция и аргона. По-видимому, именно эти преобразования на тонком кристаллохимическом уровне маскируют первичную структурно-кристаллохимическую гетерогенность изученных ГСС. Таким образом, можно предполагать, что в изученных глобулях в диагенезе формировалась преимущественно Fe-фаза (глауконит), а на постдиагенетическом этапе в процессе частичной перекристаллизации ГСС формировалась Fe–Al-фаза, что и привело к наблюдаемому гетерогенному составу ГСС.

Моделирование дифракционных картин от неориентированных препаратов ГСС, позволило выявить особенности распределения слагающих глобули индивидуальных слюдистых разновидностей и их количественное соотношение, что открывает перспективы для усовершенствования метода Rb–Sr датирования таких сложных объектов как ГСС. Действительно, если ГСС представляет собой физическую смесь двух или более генераций, возникших на различных этапах, то зная их количественное соотношение и содержание  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}$  в смеси, можно будет попытаться рассчитать содержание изотопов для каждой генерации и вычислить изотопный возраст каждой генерации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассматриваются минералогические, структурно-кристаллохимические и изотопно-геохронологические характеристики семи образцов ГСС из отложений нижнего и среднего кембрия, а также из нижней и верхней частей нижнего ордовика Восточной Балтики (Северная Эстония, Западная Литва и Западная Латвия).

Минералогические особенности изученных ГСС (неоднородная окраска, трещиноватость, разнообразные формы глобуль) указывают на их вторичные изменения, происходившие на постдиагенетическом этапе преобразования пород. Химический состав, а также усредненные значения параметра элементарной ячейки  $b$  (9.056–9.094 Å) в образцах соответствуют  $\text{Fe}^{3+}$ - и  $\text{Fe}^3\text{-Al}$ -содержащим диоктаэдрическим слоистым силикатам глауконит-иллитового ряда, которые представлены глауконитами с разной степенью алюминиевности ( $K_{\text{Al}}$  варьирует от 0.27 до 0.46) и Al-глауконитом ( $K_{\text{Al}} = 0.59$ ).

Показано, что образцы отличаются друг от друга содержанием разбухающих слоев: в нижнеордовикских ГСС содержание смектитовых слоев незначительное (4–6%) и чередование этих слоев

неупорядоченное ( $R = 0$ ), а в кембрийских ГСС присутствуют не только смектитовые, но и вермикулитовые слои, сумма которых составляет 11–13%, и чередование слоев характеризуется тенденцией к упорядочению ( $R = 2$ ). Количество разбухающих слоев связано со степенью “омоложения” ГСС: наименее “омоложенные” образцы нижнеордовикских ГСС характеризуются минимальным содержанием смектитовых слоев и не содержат вермикулитовых, а наиболее “омоложенные” ГСС обр. 89/6 содержат максимальное количество смектитовых и вермикулитовых слоев.

Впервые для выяснения кристаллохимической гетерогенности нижнепалеозойских глобулярных диоктаэдрических 2 : 1 слоистых силикатов использован метод моделирования экспериментальных дифрактограмм. Применение этого метода показало, что глобулы в каждом из семи изученных образцов представляют собой физическую смесь индивидуальных слюдястых разновидностей разного состава с различными кристаллохимическими характеристиками. Рифейские, кембрийские и ордовикские образцы характеризуются гетерогенностью на структурно-кристаллохимическом уровне, т.е. являются полифазными, а не “двухфазными”, как отмечалось ранее и в наших работах, и в публикациях других авторов.

Установлено, что количество Fe- и Al-фаз в ГСС из кембрийских и ордовикских пород не связано со степенью цементации этих пород, как это было обнаружено для рифейских ГСС, где было показано, что чем более грубозернистым является вмещающий материал, тем шире диапазон физико-химических условий, что приводило к кристаллизации наиболее разнообразного ряда слюдястых разновидностей.

Обнаружена прямая зависимость между степенью “омоложения” и долей Fe–Al-фаз в составе ГСС, позволяющая предполагать, что гетерогенность изученных глауконитов возникла под воздействием постдиагенетических процессов, и, вероятно, замаскировала их первичную фазовую гетерогенность. Вторичные преобразования привели к частичной перекристаллизации ГСС по трещинам и периферийным зонам зерен и сопровождалась потерей радиогенных продуктов, что привело к “омоложению” изотопного возраста. Моделирование дифракционных картин, позволило установить количественное соотношение индивидуальных слюдястых разновидностей в составе ГСС, что в сочетании с данными изотопно-геохронологического изучения ГСС, вероятно, позволит в будущем рассчитать содержание изотопов для каждой слюдястой разновидности, вычислить в конкретном образце изотопный возраст каждой генерации и таким образом проследить историю формирования и постседиментационных преобразований глауконита.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.В. Дронова, А.В. Зайцева и Б.Б. Звягину за консультации в процессе написания статьи, Е.В. Покровскую – за проведение рентгеноструктурного анализа, Г.В. Константинову – за помощь в выполнении изотопных исследований.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках тем Государственных заданий ГИН РАН и ИГГД РАН (№ FMUW-2021-0003).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брангулис А., Мурниекс А., Нагле А., Фридрихсоне А.* Средне-Прибалтийский фациальный профиль венда и кембрия // Фашии и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Э.А. Пиррус. Таллин: АН ЭССР, 1986. С. 24–33.
- Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1978. 486 с.
- Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Мельников Н.Н., Ивановская Т.А., Кутявин Э.П.* “Омоложенный” Al-глауконит в пограничных венд-кембрийских отложениях Подольского Приднестровья (Украина): Rb-Sr и K-Ar систематика и  $^{57}\text{Fe}$  мессбауэровские спектры // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 616–635.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А.* Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.
- Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А., Ципурский С.И., Смоляр Б.Б., Букин А.С., Салынь А.Л.* Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В.* Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдястых минералов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 552–580.
- Дронов А.В.* Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб., 2000. 32 с.
- Дронов А.В.* Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, Н.В. Межеловский. М.: Геокарт, Геос, 2013. С. 63–92.
- Ершова В.Б.* Глауконит из латорпского надгоризонта (нижний ордовик) Ленинградской области // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2008. № 1. С. 15–19.
- Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Горохов И.М., Звягина Б.Б., Мельников Н.Н., Яковлева О.В.* Минералогия, мессбауэровские характеристики и K-Ar возраст глауконита из нижнекембрийских отложений Западной Литвы // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 4. С. 403–415.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Ивановская Т.А., Константинова Г.В., Доржиева О.В.* “Омоложенные” глобулярные слоистые силикаты в рифейских отложениях Оленекского поднятия Северной Сибири: кристаллохимическая идентификация и

- геологическое значение Rb-Sr и K-Ar датировок // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. № 5S. С. S3–S26.
- Ивановская Т.А., Ципурский С.И., Яковлева О.В.* Глобулярные слоистые силикаты нижнего кембрия Северной Эстонии // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 4. С. 120–127.
- Ивановская Т.А., Гентнер А.Р.* Глауконит на разных стадиях литогенеза в отложениях нижнего кембрия Западной Литвы // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 3. С. 227–240.
- Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.Б.* Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.
- Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В.* Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые 2015. № 6. С. 510–537.
- Кац М.Я.* Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 155 с.
- Косовская А.Г., Дриц В.А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.
- Менс К.А.* Детализация стратиграфической схемы нижнего кембрия запада Восточно-Европейской платформы // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Э.А. Пиррус. Таллин: АН ЭССР, 1986. С. 24–33.
- Менс К.А., Пиррус Э.А.* Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин: Валгус, 1977. 169 с.
- Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 с.
- Пиррус Э.А.* Литогенез венда и кембрия Северной Прибалтики / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 44 с.
- Пиррус Э.А.* Основные процессы аутигенного минералообразования в терригенных отложениях венда и кембрия Северной Прибалтики // Аутигенные минералы терригенных отложений Прибалтики / Под ред. Х.А. Вийдинга. Таллин: АН ЭССР, 1981. С. 5–21.
- Рятсен М.* Фашиальное распределение глауконита и его морфологических типов в раннекембрийском бассейне вергальско-раусвеского времени в Северной Прибалтике // Фации и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы / Отв. ред. Э.А. Пиррус. Таллин: АН ЭССР, 1986. С. 92–98.
- Семухатов М.А., Горюхов И.М., Ивановская Т.А., Рублев А.Г., Кутявин Э.П., Яковлева О.В., Бизунок М.Б.* Rb-Sr и K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов рифея и кембрия СССР: Материалы к оценке геохронометра // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 5. С. 78–96.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы / Под ред. Б.М. Келлера, А.Ю. Розанова. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Стратотипические и опорные разрезы венда, кембрия и ордовика Латвии / Ред. А.П. Брангулис. Рига: Зинанте, 1989. 155 с.
- Ульст Р.Ж., Гайлите Л.К., Яковлева В.И.* Ордовик Латвии. Рига: Зинанте, 1982. 294 с.
- Хейнсалу Х.* О литологии глауконитовых пород O<sub>1</sub>L<sub>1</sub> месторождения Тоолсе // Известия АН ЭССР. 1975. Т. 24. Химия. Геология. № 3. С. 213–218.
- Ципурский С.И., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А., Звягина Б.Б., Дриц В.А.* О природе сосуществования глауконита, Fe-иллита и иллита в глобулярных слюдястых образованиях из отложений разного литологического типа и возраста // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 65–75.
- Eberl D., Hower J.* Kinetics of illite formation // GSA Bulletin. 1976. V. 87. № 9. P. 1326–1330.
- Ebneth S., Shields G.A., Veizer J., Miller J.F., Shergold J.H.* High-resolution strontium isotope stratigraphy across the Cambrian-Ordovician transition // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. P. 2273–2292.
- Gailīte L.I., Kuršs V., Lukševiča L., Lukševičs E., Pomeranceva R., Savaitova L., Stinkulis Ģ., Zabele A.* Legends for geological maps of Latvian bedrock. Riga: State Geological Survey, 2000. 101 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* Geologic Time Scale 2020. Imprint: Elsevier, 2020. V. 1. 561 p.
- Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C., Bergaya F., Brigatti M.F., Drits V.A., Formoso M.L.L., Galán E., Kogure T., Stanjek H.* Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour l'étude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays Clay Miner. 2006. V. 54. P. 761–772.
- Jankauskas T.* Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius: Institute of geology of Lithuania, 2002. 249 p.
- Jankauskas T., Laškova L.* Kambras (Кембрий) / Ed. V. Baltrūnas // Evolution of Earth. Crust and its resources in Lithuania. Vilnius: Petro ofsetas, 2004. P. 50–56.
- Meidla T.* Ediacaran and Cambrian stratigraphy in Estonia: an updated review // Estonian Journal of Earth Sciences. 2017. V. 66. № 3. P. 152–160.
- Mens K., Pirrus E.* Vendian. Cambrian // Geology and Mineral Resources of Estonia / Eds A. Raukas, A. Teedumäe. Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. P. 35–51.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.W., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.-L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z. & Wones D.R.* Nomenclature of the micas // Clays Clay Miner. 1998. V. 46. № 5. P. 586–595.
- Sakharov B.A., Lindgreen H., Salyn A.L., Drits V.A.* Determination of illite-smectite structures using multispecimen X-ray diffraction profile fitting // Clays Clay Miner. 1999. V. 47. P. 555–566.
- Viira V., Mens K., Nemliher J.* Lower Ordovician Leetse formation in the North Estonian Klint area // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2006. V. 55. P. 156–174.
- Zviagina B.B., Drits V.A., Sakharov B.A., Ivanovskaya T.A., Dorzhieva O.V., McCarty D.K.* Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clays Clay Miner. 2017. V. 65. P. 234–251.

## Globular Phyllosilicates of the Glauconite-Illite Series in the Cambrian and Ordovician Rocks of the Eastern Baltica (North Estonia, Western Lithuania, Western Latvia)

T. A. Ivanovskaya<sup>1, \*</sup>, B. A. Sakharov<sup>1, \*\*</sup>, T. S. Zaitseva<sup>2, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

\*e-mail: [tat.ivanovskaya2012@yandex.ru](mailto:tat.ivanovskaya2012@yandex.ru)

\*\*e-mail: [sakharovb@gmail.com](mailto:sakharovb@gmail.com)

\*\*\*e-mail: [z-t-s@mail.ru](mailto:z-t-s@mail.ru)

The mineralogical, structural and crystal-chemical features of seven samples of globular phyllosilicates of the glauconite-illite series (GPS) from the Lower Cambrian of Northern Estonia and Western Lithuania, from the Middle Cambrian of Western Latvia, and also from the Lower Ordovician of Northern Estonia and Western Latvia are considered for the first time. The Al index GPS ( $K_{Al} = {}^VIAl / [{}^VIFe^{3+} + {}^VIAl]$ ) varies from 0.27 to 0.59, which allows us to attribute them to the glauconite-illite series, in which GPS are represented mainly by glauconites (the Al index is  $K_{Al} = 0.27-0.46$ ) and one sample of Al-glauconite ( $K_{Al} = 0.59$ ). The content of  $K_2O$  in minerals is from 7.12 to 7.90%. For the first time, the content of expandable layers (4–13%), their types (smectite, vermiculite) and the character of their alternation ( $R = 0$ ,  $R = 2$ ) were determined in the studied samples by simulation of experimental X-ray diffraction patterns from oriented preparations. Simulation of X-ray diffraction patterns obtained from nonoriented preparations made it possible to reveal the degree of three-dimensional order, and mean values of the unit-cell parameter  $b$  (9.056–9.094 Å) as well as the features of the distribution of their individual micaceous varieties and to establish the heterogeneity of the samples. Based on these data, the microheterogeneity of the Cambrian and Ordovician GSSs was established and compared with the heterogeneity in the previously studied Riphean GPS [Drits et al., 2013]. The obtained Rb-Sr и K-Ar ages for the Middle Cambrian and Lower Ordovician samples, as well as the earlier published dates for the Lower Cambrian samples, are “rejuvenated” compared to age limits accepted for the Cambrian and Lower Ordovician [Gradstein et al., 2020]. The dependence of the Cambrian and Lower Ordovician “rejuvenated” isotopic dates and the discovered GPS heterogeneity, as well as possible reasons for its occurrence, are discussed.

*Keywords:* glauconite, mineralogy, crystal-chemistry, Lower and Middle Cambrian, Lower Ordovician, heterogeneity of GPS, Rb-Sr age.

УДК 550/83(092)

## ВЛИЯНИЕ РАБОТ Л.В. ПУСТОВАЛОВА НА СТАНОВЛЕНИЕ, СТРУКТУРУ И РАЗВИТИЕ НЕФТЕГАЗОВОЙ ЛИТОЛОГИИ

© 2023 г. В. Г. Кузнецов<sup>а</sup> \*, А. Н. Дмитриевский<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Российский государственный университет нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Ленинский просп., 65, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Институт проблем нефти и газа РАН, ул. Губкина, 3, Москва, 119333 Россия

\*e-mail: vgkuz@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.08.2022 г.

После доработки 21.10.2022 г.

Принята к публикации 02.11.2022 г.

В статье обсуждаются основные направления литологических исследований в области геологии нефти и газа, продолжающие и развивающие представления и исследования Л.В. Пустовалова. Ряд таких направлений тесно координируется с другими разделами геологии – тектоникой, стратиграфией и др. Широкий круг такого рода исследований включает анализ строения и развития осадочных бассейнов, выяснение строения внутренней структуры осадочных комплексов, прогноз и поиски неструктурных ловушек нефти и газа, изучение природных резервуаров нефти и газа на разных иерархических уровнях.

*Ключевые слова:* Л.В. Пустовалов, нефтегазовая литология, осадочные породы, осадочная дифференциация, осадочные бассейны, осадочные формации.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22700069, **EDN:** IFTGLK

8 августа 2022 г. выдающемуся отечественному ученому-литологу Леониду Васильевичу Пустовалову исполнилось 120 лет. Основные идеи Л.В. Пустовалова относительно осадочной дифференциации вещества, стадийности осадочного пороодообразования, периодичности и эволюции осадочного процесса, геохимических фаций и др., в настоящее время общепризнаны, активно и плодотворно развиваются.

Его научная и педагогическая деятельность, основные научные идеи и их развитие достаточно подробно освещены как его современниками, так и учеными последующих поколений [Дмитриевский, Лапинская, 1997; Князев и др., 1982; Крашенинников, 1985; Кузнецов, 1999, 2005; Холодов, 1985, 1993; Швецов, 1958; Щербаков и др., 1963; Яншин, 1993 и др.].

Общепризнанным является положение о том, что становление науки об осадочных породах – петрографии осадочных пород или литологии – было обусловлено потребностями быстро развивающейся нефтяной промышленности. Скоро эта наука об осадочных горных породах и осадочных комплексах, их составе, строении, происхождении, закономерностях пространственного и геохронологического размещения приобрела самостоятельное общенаучное значение и стала важней-

шим разделом комплекса наук о Земле. Вместе с тем, она не потеряла и своего, если можно так выразиться, прикладного значения для геологии нефти и газа. Об этом свидетельствует и появление специальных работ по нефтегазовой литологии, специальная подготовка литологов для работы в области нефтяной геологии [Дмитриевский, Кузнецов, 1993]. Аналогичная подготовка и учебники существуют и за рубежом. Можно упомянуть книги К. Бьёрликке “Седиментология и нефтяная геология” [Bjørlykke, 1989], В. Циммерле “Нефтегазовая седиментология” [Zimmerle, 1995] и др.

Без преувеличения можно сказать, что эпохальным для литологии вообще и нефтегазовой в частности стало издание двухтомной монографии “Петрография осадочных пород”. Это была первая в мировой литературе работа, в которой показано, что осадочные породы являются закономерными минеральными ассоциациями “... и в своей совокупности, в пределах каждой области осадконакопления, образуют между собою закономерные парагенетические сообщества, совершенно правильно сменяющие друг друга как в пространстве, так и во времени” [Пустовалов, 1940, часть первая, с. 5], намечены общие закономерности их происхождения, распространения в пространстве и времени, сформулированы ос-

новые законы об осадочной дифференциации, физико-химической наследственности, эволюции и периодичности осадочного процесса и т.д. Уже во “Введении” Л.В. Пустовалов определяет науку ее современным термином — литология, но отмечает, что “официальное название науки”, под которым она, в частности, “фигурирует в учебных планах высших учебных заведений” — петрография осадочных пород и лишь “это обстоятельство заставляет продолжать пользоваться несколько устаревшим термином” [Пустовалов, 1940, часть первая, с. 7].

Принципиально важно, что эта исключительная по значимости работа была создана на базе нефтяной промышленности и издана как учебное пособие для нефтяных вузов, хотя далеко вышла за рамки, как нефтяного дела, так и учебника.

Наряду с развитием общих проблем литологии появились и интенсивно развились специфические именно для нефтегазовой геологии проблемы. Само название — нефтегазовая литология — возникло и сформировалось на созданной Л.В. Пустоваловым кафедре — кафедре литологии РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, достаточно быстро было воспринято общественностью и вошло в общий лексикон. Важно отметить, что у истоков этого — нефтегазового — направления стоял Л.В. Пустовалов.

Среди задач нефтегазовой литологии с самого начала выделились три главные группы.

1. Разностороннее петрографическое изучение и детальная характеристика пород-коллекторов нефти и газа, а позднее и покровов, или в более общей форме — флюидоупоров (П.А. Авдусин, Г.И. Теодорович и др.), их состава и строения, структуры и характера порового пространства.

2. Корреляция разрезов, особенно разрезов скважин на основе петрографических данных, главным образом микропетрографическая корреляция (Г. Мильнер, В.Н. Батулин, С.Г. Саркисян и др.).

3. Выяснение условий образования продуктивных отложений, а также фациально-палеогеографические реконструкции с целью выяснения условий образования нефтегазоматеринских и продуктивных толщ (А.Д. Архангельский, В.П. Батулин).

Последующее расширение работ по нефтегазовой литологии, естественно, видоизменило этот набор, ряд проблем отпал, другие получили новое качественное звучание. Так, в связи с развитием микропалеонтологии и массовым внедрением разнообразных видов геофизических исследований скважин, набор модификаций которых постоянно растет, практически изжила себя микропетрографическая корреляция. Появились, однако, и другие направления.

Важной качественной особенностью современной нефтегазовой литологии является, по-видимому, все более расширяющееся использование принципов системности, системный подход к решению не только конкретных практических задач, но и при формулировке целей, задач и путей, а также самой методологии исследования [Дмитриевский, 1982, 1993, 1994; Кузнецов, 1985, 1995]. Эти принципы не были в литологии абсолютно новыми, они так или иначе, сознательно или подсознательно использовались и ранее, но четкое и ясное их применение помогает более четкой и конкретной постановке задачи, выработке путей и методов ее решения, в определенной степени видоизменяет методологию исследования — как учения “... о структуре, логической организации, методах к средствах деятельности” [БСЭ, 1974, т. 16, с. 164].

Использование системности позволило более четко осознать, во-первых, иерархичность объектов исследования, наличие разных уровней организации вещества и объектов, с которыми имеет дело нефтегазовая литология и, во-вторых, рассматривать эти объекты как элементы природных систем, то есть устанавливать влияние самых разнообразных процессов и явлений, изучаемых различными, часто, на первый взгляд, далекими от литологии науками и отраслями знаний, на состав, строение, условия образования и положение данных изучаемых объектов, изучать как внутреннюю структуру объекта, так и его взаимоотношения с окружающими объектами. Все это требует более тесного взаимодействия нефтегазовой литологии с другими науками и, прежде всего, смежными отраслями геологии — геохимией, тектоникой, геоморфологией, а также взаимопроникновения и взаимообогащения их методами и результатами исследования, что является второй важнейшей чертой современного состояния науки. В зарубежной литературе эта методология получила название мультидисциплинарного подхода.

Одной из наиболее масштабных проблем, решаемых нефтегазовой литологией совместно с тектоникой, геотермикой и др., является комплексное разностороннее изучение осадочных бассейнов как единых динамических систем в их историческом развитии.

Отечественные литологи, начиная с обобщающих работ Л.В. Пустовалова, который хотя и не употреблял этого термина, всегда рассматривали осадочный бассейн как единую систему, в которой реализуется процесс седиментогенеза и где в процессе геологического развития происходят все постседиментационные преобразования. Широко известны исследования по взаимосвязи литологии и тектоники, проводимые, в частности, путем изучения формаций (Н.С. Шатский, А.Л. Ян-

шин, А.Б. Ронов, В.Е. Хаин и др.). О парагенезисе осадочных пород в связи с развитием региона специально писал в своей “Петрографии осадочных пород” Л.В. Пустовалов. Сейчас это направление получило четкое оформление в виде объекта, задач и методов исследования. Это комплексное исследование седиментационного бассейна как единой сложной системы, становление и развитие которой обусловлено глобальными причинами — геотектоническим развитием региона и осадочными процессами мобилизации осадочного материала, его транспортировки и отложения. Реконструкция истории становления и развития этой системы осуществляется на основе широкого комплекса литологических исследований: фациально-палеогеографических, определения баланса осадочного материала, как аллотигенного, так и аутигенного, исследования внутренней структуры осадочных комплексов и их пространственных взаимоотношений. Даже при изучении истории прогибания бассейна, наряду с классическими методами анализа мощностей широко используются результаты петрографического изучения постседиментационных изменений пород.

Общенаучное, общегеологическое значение анализа истории становления и развития осадочных бассейнов совершенно очевидно. Важно, что результаты имеют и сугубо прикладное значение, и прежде всего в нефтегазовой литологии. Проведенные на этой основе типизация бассейнов и их сравнительный анализ позволяют более обоснованно оценивать перспективы бассейнов по объему осадочного выполнения, его составу и строению, степени созревания органического вещества, возможностям эмиграции и миграции углеводородов и т.д. Сам характер развития бассейнов и тип их осадочного выполнения определяет формирование и тип коллекторских и экранирующих толщ, возможности образования тех или иных неантиклинальных ловушек.

Другим важным и относительно новым направлением является изучение строения осадочных толщ, выявление и анализ факторов, определяющих ту или иную композицию осадочных формаций [Кузнецов, 1993, Шишлов, 2010а, б]. До недавних пор основные исследования седиментационно-генетического, фациального направления в литологии были направлены на выяснение законов, определяющих пространственное распределение пород того или иного типа в зависимости от ряда факторов — рельефа и тектоники, климата и среды отложения и т.п. Вместе с тем, знание внутренней композиции комплекса отложений и законов ее образования не только является важным элементом, характеризующим саму формацию и условия ее образования, но имеет существенное прикладное значение, определяя, например, локализацию полезных ископа-

емых, приуроченность их к тем или иным элементам осадочных серий.

Особое значение это положение приобретает в нефтегазовой геологии, так как структура формации определяет распределение в ней толщ-коллекторов и флюидоупоров, и тем самым, выделение нефтегазоносных комплексов и природных резервуаров, их строение и соотношение в пространстве. Знание структуры формаций позволяет типизировать нефтегазоносные комплексы и природные резервуары по их строению и коллекторским параметрам, а представление о ее генетической природе — прогнозировать латеральные изменения природных резервуаров, их строение и качество, что в немалой степени определяет направление и стратегию поисково-разведочных, а во многом и геолого-промысловых работ.

Структура, композиция осадочных комплексов определяется двумя показателями: строением их вертикального разреза и характером латеральных изменений. Первый аспект — это наборы пород и тип их переслаивания, то есть по сути дела цикличность разреза разного масштаба. Второй — это не только и не столько латеральные изменения пород, сколько изменение их наборов, характера породно-слоевых ассоциаций (т.е. циклитов), морфологии осадочных тел.

Весьма активно развивается сейчас направление по изучению строения осадочных комплексов под влиянием глобальных колебаний уровня моря, в том числе и в соотношениях с региональными тектоническими движениями, которое получило название секвентной стратиграфии (sequence stratigraphy). Термин “sequence” определяется как стратиграфическая единица, представляющая собой непрерывный ряд генетически связанных отложений, ограниченных в подошве и кровле несогласиями или коррелятными им отложениями. Поскольку исследуется вертикальный ряд “секвенсов” (“сиквенсов”), можно говорить о цикличности разреза. Вместе с тем, это не просто цикличность, а именно тип, характер цикличности, обусловленный прежде всего изменениями уровня моря, и, главное — характер пространственно-временных взаимоотношений образующихся осадочных тел, что, согласно западной терминологии, именуется секвентной стратиграфией. Наиболее разработанными оказались проблемы строения осадочных комплексов пассивных окраин и прилегающих к ним шельфов, предпринимаются попытки подобного рассмотрения и активных окраин. Начаты исследования строения осадочных толщ и связанных с ними природных резервуаров — характера их вертикального строения и латеральных изменений в зависимости от климатических условий расположения бассейна седиментации [Кузнецов, 1992; Dmitrievsky, Kuznetsov, 1992].

В последнее время стали проводиться специальные исследования по выяснению положения нефтепродуцирующих отложений, природных резервуаров в системе секвентной стратиграфии.

Это направление имеет не только огромную общенаучную ценность как чрезвычайно важный инструмент познания геологического строения и геологического развития регионов и осадочных бассейнов в целом, но в его рамках решаются и конкретные задачи нефтегазовой геологии.

Логично поэтому рассмотреть еще две области исследований, ориентированные на решение более конкретных задач геологии нефти, т.е. прикладных аспектов, с которых и начиналась нефтегазовая литология.

Одна из них — прогноз, поиски и разведка неантиклинальных ловушек [Кузнецов, 1985]. По мере исчерпания фонда антиклинальных структур, методика прогноза и поисков которых более или менее отработана во всем мире, относительно и абсолютно возрастает роль неантиклинальных ловушек, при прогнозе и поисках которых значение литологических исследований существенно увеличивается, а для ряда ловушек становится и ведущим. Теоретической базой этих исследований является то, что при формировании ряда таких ловушек, получивших удачное название палеогеоморфологических (аллювиально-дельтовых, баровых, рифовых и др.), морфо- и седиментогенез выступают как две стороны единого явления, ибо процесс накопления осадочного материала ведет одновременно и к образованию резервуара с соответствующим внутренним строением, и к формированию осадочного тела такой морфологии, которая после перекрытия его непроницаемыми толщами становится ловушкой. Таким образом, решение этой важной прикладной задачи основывается на комплексном использовании фациально-палеогеографических реконструкций — одной из исходных классических литологических проблем, и относительно нового научного направления — изучения внутренней структуры осадочных тел.

Следующая крупнейшая проблема нефтегазовой литологии — изучение природных резервуаров и как их части — пород-коллекторов — является одной из наиболее старых, традиционных и в то же время постоянно развивающихся и актуальных. В нашей стране начало литологического изучения коллекторов связано с именами П.П. Авдусина и Г.И. Теодоровича. Сейчас эта проблема, с одной стороны, расширилась, с другой — углубилась, стала ясной ее многоуровневость, разрабатываются системные подходы к ее исследованию, показана иерархичность и соподчиненность ее отдельных аспектов.

Продолжаются и развиваются традиционные исследования пород-коллекторов и флюидопо-

ров. Углубляется изучение состава, структур и текстур пород, их вторичных преобразований; разрабатываются и внедряются новые методы и методики (приборометрические, петрофизические) определения главных параметров, характеризующих коллекторские и экранирующие свойства, — пористости, проницаемости, остаточной водонасыщенности, давления прорыва и т.д.; разрабатываются методики изучения структуры порового пространства, определения ее параметров, влияния на коллекторские и экранирующие свойства и т.д. Было введено важное понятие о матричной и аматричной пористости [Дмитриевский, 1982], которое позволило дифференцированно подойти к оценке общей пустотности пород, более грамотно оценивать и использовать результаты лабораторных исследований керна. Особое значение эти понятия имеют при изучении коллекторов трещинного типа, а также пустотного пространства вторичных доломитов, где в процессе метасоматической доломитизации происходит перераспределение вещества с образованием плотной матрицы и кавернозных участков. Последние и формируют основной объем пустот, которые, к сожалению, как правило, не определяются стандартными методами. Наряду с изучением наиболее распространенных песчано-алевролитовых и карбонатных пород-коллекторов, исследования все более вовлекаются нетрадиционные комплексы, такие как глинистые (баженовская свита Западной Сибири, майкопские отложения Предкавказья), кремнистые (Сахалин и Дальний Восток) и вулканогенно-осадочные (Закавказье, Вилюйская синеклиза) отложения. Специальной задачей является изучение коллекторов на больших глубинах [Прошляков и др., 1987].

Весь комплекс подобных исследований позволяет повысить достоверность прогноза коллекторских и экранирующих свойств пород в зависимости от их петрографических характеристик и геологической обстановки нахождения. Кроме того, тесное взаимодействие литологии с геофизикой привело к появлению новой отрасли знания — петрофизики, которая, во-первых, обеспечивает более правильную и достоверную геологическую интерпретацию результатов геофизических исследований, как полевых, так и скважинных, и, во-вторых, позволяет определить кондиционные значения коллекторских параметров и коэффициенты нефтеотдачи для пород разного состава, структуры и происхождения. Литологические работы, проводимые совместно с другими исследованиями, и прежде всего с физическим изучением процессов на контактах разных сред, позволяют определять характер взаимодействия порода-флюид, соответственно воздействовать на него, улучшая фильтрацию и тем самым повышая про-

изводительность скважин и коэффициент нефтеотдачи.

Наряду с углублением и детализацией традиционных исследований на породном уровне, в рамках нефтегазовой литологии все более широко проводится изучение породно-слоевых ассоциаций — природных резервуаров как геологических тел, представляющих собой ассоциацию горных пород-коллекторов, полупокрышек, а частично и флюидоупоров, в которых могут содержаться флюиды и осуществляться их миграция. При этом важнейшие свойства природного резервуара — особенности размещения в нем флюидов и их внутрирезервуарной миграции определяются набором пород (коллекторов, полупокрышек, флюидоупоров) и их пространственными взаимоотношениями, т.е. внутренним строением, композицией геологического тела. На этом уровне полностью используются материалы первого, породного уровня исследования, однако главное внимание уделяется проблеме изучения пространственных взаимоотношений различных пород. При этом открываются перспективы использования генетической интерпретации материалов литологического изучения, а именно фациального и формационного анализов. Уже сейчас выполнены работы, показывающие приуроченность коллекторов разного типа к отдельным фациям, обусловленность в ряде случаев вторичных преобразований, ведущих к формированию и переформированию коллекторов, первичными фациальными обстановками. Это открывает возможность прогноза пространственного развития коллекторов разного типа и их качества на фациальной основе, т.е. на базе уже достаточно детально разработанных и апробированных методик.

Таким образом, на этом иерархическом уровне, наряду с традиционным изучением пород-коллекторов, весьма перспективно и новое направление исследования строения осадочных комплексов. В плане изучения природных резервуаров нефтегазовая литология удачно дополняет нефтепромысловую геологию с ее изучением продуктивных пластов и их неоднородности.

Литологические исследования дают возможность генетического обоснования устанавливаемой по материалам бурения неоднородности строения продуктивных пластов. Знание механизмов и обстановок осадконакопления позволяет более обоснованно, а не чисто механически проводить интерполяцию между скважинами и, что еще более важно, экстраполяцию на не разбуренные участки. При этом масштаб подобной неоднородности и, соответственно, разный характер проницаемости весьма различен. Так, показана разная проницаемость даже в таких маломерных объектах, как песчаные тела с косою или плоско-параллельной слоистостью. Литологиче-

ское или, точнее, литолого-генетическое изучение продуктивных пластов — начало и база важнейшего современного направления в разработке месторождений. Дело в том, что, как выяснилось, характер разработки зависит не только от литологического типа пород-коллекторов и строения природного резервуара, но и от его генетического типа.

Кроме указанных четырех крупных проблем — анализ осадочных бассейнов, исследование строения слагающих их осадочных толщ, прогноз и поиски неантиклинальных ловушек и изучение природных резервуаров нефти и газа — существует еще целый ряд более мелких, хотя и очень интересных, важных, но все же более частных задач.

Надо при этом отметить, что в ряде важнейших направлений нефтегазовой геологии значение литологических данных чрезвычайно важно. Так, в очень важной и активно развивающейся отрасли — геохимии органического вещества, которая определяет возможность генерации углеводородов в осадочном бассейне и ее масштабы, исследование начинается с определения литологического типа пород и фациальных условий их накопления. Полезно вспомнить, что закономерностям локализации нефтепроизводящих свит в свете осадочной дифференциации посвятил главу в своем учебнике и Л.В. Пустовалов.

Детальное изучение глинистых пород привело к представлениям о том, что их катагенетические изменения, в частности трансформация смектита в гидрослюда, обеспечивают энергией процесс преобразования рассеянного органического вещества в направлении нефтегазообразования.

Интересные данные получены при исследовании процессов формирования и переформирования залежей [Сахибгареев, 1989]. Так, в результате детального сравнительного изучения катагенетических изменений одновозрастных и фациально близких или однотипных отложений в зоне нефтяной (газовой) залежи и вне ее, при насыщении пород пластовыми водами был установлен разный характер катагенетических изменений пород. Это позволяет определить пути миграции углеводородов, время и условия формирования и переформирования залежей, а особенности катагенетических изменений в зоне современных и древних водонефтяных контактов могут быть основой правильной геологической интерпретации данных разведочной геофизики при локальном прогнозе. И практически во всех этих направлениях, исследования во многом опираются на основные теоретические положения, сформулированные впервые Л.В. Пустоваловым: на идеи об осадочных породах как закономерных минеральных ассоциациях, законах осадочной дифференциации вещества, геохимических фациях, эволюции осадочного процесса в истории Земли.

В настоящее время все более отчетливо проявляются две важные тенденции в нефтегазовой литологии, которые, по-видимому, будут развиваться и в дальнейшем. Первая — это системный подход, осознание иерархичности объектов исследования, в связи с этим происходит переход исследований от уровня пород к уровню геологических тел — породно-слоевых ассоциаций; при этом становится ясным, что выводы, полученные на одном уровне, не могут быть напрямую перенесены на другой.

Вторая тенденция — все более широкое и плодотворное комплексирование с другими разделами геологии — тектоникой, структурной геологией, нефтепромысловой геологией, палеонтологией, сейсморазведкой, гидрогеологией, геоморфологией и т.д. Подобное комплексирование получило на западе даже собственное название — междисциплинарный, или интеграционный, подход.

В обозримом будущем, по-видимому, будут развиваться все указанные выше четыре направления. При этом, не снижая, а, напротив, углубляя исследования на породном уровне, которые будут приобретать все большее прикладное значение; основное развитие получат, по-видимому, общетеоретические крупномасштабные исследования осадочных толщ и седиментационных бассейнов. Получит дальнейшее развитие и только намечаемое ныне направление, связанное с экологией и охраной окружающей среды. Дело в том, что литология и ее важнейшее подразделение — нефтегазовая литология изучают пути и закономерности миграции вещества на поверхности и в осадочной оболочке, обстановки и механизмы его фиксации и осаждения. Именно знание этих законов должно помочь грамотно “управлять”, увы, неизбежно возникающими потоками вредных веществ, их нейтрализацией и безопасным захоронением. При этом объективно будет расширяться и углубляться комплексирование с другими отраслями знаний, “междисциплинарное” изучение объектов и явлений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большая Советская энциклопедия: в 30 т. М.: Советская энциклопедия. Т. 16, 1974. 616 с.

*Дмитриевский А.Н.* Системный литолого-генетический анализ нефтегазоносных осадочных бассейнов. М.: Недра, 1982. 230 с.

*Дмитриевский А.Н.* Системный подход в геологии нефти и газа. Общие принципы использования системного подхода в геологии // Геология нефти и газа. 1993. № 10. С. 2–4.

*Дмитриевский А.Н.* Системный подход к разработке теории и методов прогнозирования нефтегазоносности недр // Геология нефти и газа. 1994. № 2. С. 2–4.

*Дмитриевский А.Н., Кузнецов В.Г.* О подготовке литологов-нефтяников // Геология нефти и газа. 1993. № 8. С. 37–39.

*Дмитриевский А.Н., Лапинская Т.А.* Член-корреспондент АН СССР Леонид Васильевич Пустовалов // Серия “Выдающиеся ученые ГАНГ им. И.М. Губкина”. Вып. 28. М.: Нефть и газ, 1997. 52 с.

*Князев В.С., Лапинская Т.А., Прошляков Б.К.* Научно-педагогическая деятельность члена-корр. АН СССР Л.В. Пустовалова — организатора кафедры петрографии осадочных пород в МНИ им. И.М. Губкина // Тр. МИНХиГП им. И.М. Губкина. Вып. 161. 1982. С. 5–14.

*Крашенинников Г.Ф.* Работы Л.В. Пустовалова и современная литология // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования / Отв. ред. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1985. С. 8–18.

*Кузнецов В.Г.* Системный подход к анализу процессов лито- и морфогенеза как основа прогноза и поисков литолого-палеогеоморфологических ловушек // Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках / Ред. В.Ю. Керимов. Баку: Азнефтехим, 1985. С. 35–40.

*Кузнецов В.Г.* Природные резервуары нефти и газа карбонатных отложений. М.: Недра, 1992. 240 с.

*Кузнецов В.Г.* Выяснение внутренней структуры осадочных формаций — новое направление нефтегазовой литологии // Проблемы теории и методики прогнозирования нефтегазоносности недр. М.: Нефть и газ, 1993. С. 131–149.

*Кузнецов В.Г.* Проблемы и перспективы нефтегазовой литологии // Академические чтения. Вып. 4. М.: Нефть и газ, 1995. 28 с.

*Кузнецов В.Г., Л.В. Пустовалов* — педагог // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 1999. Т. 74. Вып. 3. С. 65–68.

*Кузнецов В.Г.* Учение Л.В. Пустовалова об осадочной дифференциации и его современное состояние // Бюлл. МОИП. Отдел геологии. 2005. Т. 80. Вып. 1. С. 66–74.

Осадочные бассейны: методика изучения, строение, эволюция / Ред. Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 543).

*Прошляков Б.К., Гальянова Т.И., Пименов Ю.Г.* Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах. М.: Недра, 1987. 200 с.

*Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. М., Л.: Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с., Т. 2. 420 с., Т. 3. 130 с.

*Сахибгареев Р.С.* Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Л.: Недра, 1989. 260 с.

*Холодов В.Н.* Роль Л.В. Пустовалова в развитии современных идей литологии и геохимии осадочных пород // Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 18–30.

*Холодов В.Н.* Л.В. Пустовалов — основатель учения о геохимических фациях // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 4. С. 14–21.

*Швецов М.С.* Материалы к истории развития науки об осадочных породах в СССР // Очерки по истории геологических знаний. Вып. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 97–237.

*Шишов С.Б.* Надпородные геологические тела стратиферы (иерархия и особенности строения) // Литология и геология горючих ископаемых. Вып. IV (20). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010а. С. 37–50.

*Шишов С.Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во СПб. горного института, 2010б. 276 с.

*Щербаков Д.И., Наливкин Д.В., Ерофеев Б.Н.* Творческий путь Л.В. Пустовалова // Геохимия, петрография

и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–21.

*Янин А.Л.* Л.В. Пустовалов – основоположник учения об эволюции геологических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1993. № 4. С. 3–9.

*Bjorlykke K.* Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1989. 363 p.

*Zimmerle W.* Petroleum Sedimentology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1995. 413 p.

## **L.V. Pustovalov and the Development of His Ideas on Oil and Gas Lithology**

**V. G. Kuznetsov<sup>1, \*</sup>, A. N. Dmitrievsky<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*Gubkin Russian State University of Oil and Gas (National University), Leninsky prosp., 65, Moscow, 119991 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Oil and Gas Problems RAS, Gubkin str., 3, Moscow, 119333 Russia*

*\*e-mail: vgzkuz@yandex.ru*

The article discusses the main directions of lithological research in the field of oil and gas geology, continuing and developing the ideas and research of L.V. Pustovalov. A number of such areas are closely coordinated with other branches of geology – tectonics, stratigraphy, etc. A wide range of such studies includes the analysis of the structure and development of sedimentary basins, the elucidation of the structure of the internal structure of sedimentary complexes, the forecast and search for non-structural traps of oil and gas, the study of natural reservoirs of oil and gas at different hierarchical levels.

**Keywords:** L.V. Pustovalov, oil and gas lithology, sedimentary rocks, sedimentary differentiation, sedimentary basins, sedimentary formations.

## К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ВИКТОРА АНАТОЛЬЕВИЧА ДРИЦА



25 ноября 2022 г. исполнилось 90 лет выдающемуся российскому ученому, доктору геолого-минералогических наук, профессору Виктору Анатольевичу Дрицу.

В.А. Дриц родился 25 ноября 1932 г. в поселке Черновские Копи Читинской области. Окончив среднюю школу в 1950 г. он поступил в Иркутский государственный университет, который с отличием окончил в 1955 г. В 1955–1961 гг. В.А. Дриц работал ассистентом физического факультета этого университета. В 1962 г. он защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук в Институте Кристаллографии АН СССР в Москве. С этих пор В.А. Дриц постоянно работает в Геологическом институте РАН в должности старшего научного сотрудника (1962–1970), заведующего лабораторией физических методов исследования породообразующих минералов, которую возглавлял с момента ее создания в 1970 г. по 2005 г., заместителя директора института (1988–1992) и главного научного сотрудника (с 2005 г. по настоящее время). В 1975 г.

В.А. Дриц защитил докторскую диссертацию, а в 1986 г. ему было присвоено звание профессора.

Как один из общепризнанных лидеров в области минералогии, кристаллографии и кристаллохимии минералов, В.А. Дриц является основоположником нового научного направления, позволяющего на основе всестороннего изучения реальной структуры высокодисперсных породообразующих минералов комплексом современных методов физики твердого тела определять индикаторные характеристики этих минералов, структурный механизм и динамику их преобразования на разных стадиях существования пород и, таким образом, выявлять новые природные процессы и явления.

Чрезвычайно широк круг научных интересов В.А. Дрица. Результаты его пионерских исследований, включающие моделирование дифракционных картин от дефектных слоистых структур, интерпретацию мессбауэровских и инфракрасных спектров диоктаэдрических слоистых силикатов, раскрытие новых возможностей дифракции электронов и термического анализа, получили не только широкое международное признание, но и используются в практике ряда ведущих зарубежных лабораторий.

Детальное структурно-кристаллохимическое изучению разнообразных слоистых и ленточно-цепочечных силикатов, глинистых минералов, окислов марганца и железа, гидроталькитоподобных слоистых двойных гидроксидов, карбонатов, сульфидов и других породообразующих минералов внесли новый крупный вклад в наши представления о структурной минералогии и кристаллохимии этих минералов. Огромную роль здесь сыграла уникальная способность В.А. Дрица визуализировать в трехмерном пространстве характер расположения атомов в структуре, возникающий в связи с такими тонкими эффектами, как смешанослойность, смешаноцепочечность, порядок–беспорядок в распределении изоморфных замещений катионов и/или вакантных позиций, соразмерность/несоразмерность слоев и сеток и т.п. В.А. Дриц принадлежит к числу немногих кристаллографов-минералогов, обладающих особой интуицией, позволяющей решать структурные задачи такого рода на исключительно высоком уровне.

После классических работ У.Л. Брегга, Б.Ю. Уоррена и Л. Полинга по определению основных структурных единиц слоистых силикатов, амфи-

болов и пироксенов почти полувековые интенсивные исследования силикатов не привели к появлению какой-либо принципиально новой информации о структурном разнообразии этих минералов. Поэтому, когда В.А. Дриц открыл структуру трехцепочечного силиката, представляющего промежуточное звено между слоистыми силикатами и амфиболами, и описал дифракционные критерии для ее идентификации, это в конечном счете привело к созданию новой главы в структурной минералогии силикатов, включающую группу так называемых биопириболов.

Долгое время считалось, что из-за влияния динамических эффектов метод микродифракции электронов (SAED) непригоден для структурного изучения минералов. В.А. Дриц впервые показал, что при определенных условиях влияние динамических эффектов может быть минимизировано, что открыло уникальные возможности для прямого определения структур дисперсных минералов, изучение которых классическими методами структурного анализа было невозможно. Результаты, полученные с помощью SAED и изложенные в его монографии “Electron diffraction and high-resolution electron microscopy of mineral structures” (1987), открыли целый мир новых и слабоизученных природных и синтетических минералов и минеральных разновидностей среди силикатов, сульфидов, гидроталькитов, окислов, филло- и тектоманганатов и др., в том числе, новых минералов и их разновидностей с необычными структурными особенностями, такими, как, например, чередование несоразмерных слоев (точилинит, однослойный валлериит, валлериито- и точилинитоподобные разновидности, асболаны и т.д.). На основе микродифракции электронов В.А. Дриц с соавторами открыли ряд новых разновидностей тодорокита и создали новую кристаллохимическую классификацию окислов марганца с туннельными структурами, которая, как и в случае филломанганатов, предсказывает возможность существования ряда новых туннельных структур.

Уникальные результаты в изучении реальной структуры различных слоистых силикатов были получены В.А. Дрицем с соавторами с помощью электронной микроскопии высокого разрешения. Впервые при изучении процессов миграции катионов в структуре слоистых силикатов удалось не только визуализировать с разрешением в 1.6 Å индивидуальные октаэдрические позиции, но и количественно оценить их различную заселенность катионами Fe и Mg.

Новый уровень в изучении слоистых минералов с дефектными структурами был достигнут благодаря теоретическим и методологическим разработкам, описанным в монографии В.А. Дрица и К. Чубаря “X-ray diffraction by disordered lamellar structure” (1990), которая стала настольной кни-

гой для специалистов в данной области знаний. На основе описанных в монографии алгоритмов Б.А. Сахаровым и А.С. Наумовым создана уникальная компьютерная программа, позволяющая добиться полного соответствия между экспериментальными и рассчитанными дифракционными картинками. Этот новый подход обеспечил нашей научной школе лидирующие позиции в мире в изучении разнообразных смешанослойных образований и структур, содержащих дефекты упаковки.

Изучение процесса иллитизации смектитов при формировании К-бентонитов также привело к принципиально новой картине фазовой и структурной последовательности смешанослойных иллит-смектитовых структур, свидетельствующей о несостоятельности общепринятой модели иллитизации бентонитов. Реальный процесс иллитизации смектитов в К-бентонитах состоит в формировании физической смеси высокосмектитовой и высокоиллитовой смешанослойных фаз. Каждая из этих фаз имеет одинаковое содержание и распределение типов слоев, независимо от локализации образца в бентонитовом теле. При этом относительное содержание сосуществующих фаз зависит от средней концентрации катионов К в растворе. Установлены физико-химические факторы и структурный механизм, контролирующий формирование сосуществующих смешанослойных фаз.

В.А. Дриц – автор и соавтор более 520 научных работ, в том числе 8 монографий. Он лидирует по индексу цитируемости среди российских ученых в области наук о Земле и входит в число наиболее цитируемых российских ученых всех областей знания.

Научные достижения В.А. Дрица получили высокую оценку международного научного сообщества. В 1992 г. за выдающийся вклад в минералогическую науку В.А. Дриц был избран почетным доктором Орлеанского Университета (Франция). Он является одним из 20 ныне живущих почетных членов Минералогического общества Великобритании и Ирландии, почетными членами которого были Е.С. Федоров, А.Е. Ферсман, А.В. Шубников, Д.С. Коржинский Н.В. Белов и В.С. Соболев. В.А. Дриц является также выдающимся членом Общества по изучению глин и глинистых минералов SMS (США). Титул выдающегося члена SMS присуждается лишь ученым, “внесшим выдающийся вклад в науку о глинистых минералах”. В 1997 г. В.А. Дриц был награжден золотой медалью Международной Ассоциации по изучению глинистых минералов AIPEA. Этой медалью награждаются только исследователи, добившиеся революционных достижений в области минералогии глин. В 1996 г. В.А. Дриц был удостоен Пионерской лекции на годичном собрании SMS, а в

1997 г. в связи с его 65-летием в Париже была проведена международная конференция “Journées Scientifiques en l’Honneur de Victor Anatolievitch DRITS”.

В течение 35 лет В.А. Дриц возглавлял лабораторию физических методов исследования породообразующих минералов ГИН РАН, и в настоящее время является ее научным руководителем. На протяжении многих лет В.А. Дриц интенсивно и успешно сотрудничает с ведущими научными учреждениями, как с отечественными (ИГЕМ РАН, СПбГУ, Казанский госуниверситет, Институт геологии и геофизики СО РАН), так и с зарубежными (Орлеанский университет и университет Жозефа Фурье в Гренобле (Франция), Геологическая служба Дании, Токийский университет (Япония), Геологическая служба США и др.). В разное время В.А. Дриц плодотворно сотрудничал с Б.Б. Звягиным, А.Г. Коссовской, В.И. Муравьевым, М.В. Слонимской, В.Д. Шутовым, Ф.В. Чухровым и др.; его интернациональная “команда” в течение многих лет включала и включает широкий круг известных геологов, минералогов, физиков и кристаллографов, таких как А.С. Букин, Г.Ю. Бутузова, Л.Г. Дайняк, Б.Б. Звягина, Т.А. Ивановская, А.Л. Салынь, Б.А. Сахаров, С.И. Ципурский (ГИН РАН), Н.И. Органова (ИГЕМ РАН), И.В. Рождественская, О.В. Франк-

Каменецкая (СПбГУ), Г.А. Кринари (КГУ), А. Плансон, Ж. Бессон, К. Чубарь, А. Мансо, Б. Лансон, А.-К. Гайо (Франция), Х. Линдгрэн (Дания), Я. Шродон, А. Дерковски (Польша), Д. Эберл, Д. Маккарти (США), Т. Когуре (Япония) и др.

Широкая и разнообразная научная деятельность В.А. Дрица сродни творчеству дирижера, который работает с различными коллективами музыкантов и идеи которого они воспринимают и плодотворно воплощают. Где и с кем бы ни работал В.А. Дриц, вокруг него формируется группа единомышленников, которых привлекает не только высочайший научный потенциал Виктора Анатольевича и энтузиазм в решении научных задач, но и его уникальные человеческие качества: настоящая доброта и искреннее дружелюбие, обаяние и открытость, жизнелюбие и, конечно, замечательное чувство юмора.

Друзья и коллеги поздравляют Виктора Анатольевича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, творческого воплощения всех его неисчерпаемых идей, успехов во всех начинаниях и радости от жизни во всех ее проявлениях.

*Геологический институт РАН*

*Редколлегия журнала*

*“Литология и полезные ископаемые”*

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ

В журнале “Литология и полезные ископаемые” помещаются статьи, содержащие законченные, еще не опубликованные результаты теоретических и экспериментальных работ, обзорные статьи, краткие сообщения по тематике журнала.

Авторы, направляющие статьи и краткие сообщения в журнал “Литология и полезные ископаемые”, должны соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа представляется в окончательно подготовленном для печати виде.

В редакцию присылается **электронный вариант статьи** (таблицы doc — в папке, рисунки jpg — в папке, макет статьи doc (вставить в конце статьи таблицы и рисунки с подписями)) **на e-mail редакции: lithology-gin@yandex.ru**, а также **через портал редакционно-издательской системы <https://publish.sciencejournals.ru>**. Объем статей не должен превышать одного авторского листа (до 24–28 печатных страницы, включая текст, список литературы, подписи к рисункам и таблицы), краткие сообщения — половины авторского листа. Количество рисунков не должно превышать 8 (восемь) рисунков на авторский лист.

2. К статье (в электронном варианте) прилагаются следующие сопроводительные документы: 1) сопроводительное письмо от организации, в которой данное исследование проводилось, 2) Договор о передаче авторского права для английской версии и Лицензионный договор для русской версии, 3) сведения об авторах статьи.

3. Рукопись должна быть напечатана на компьютере шрифтом Times New Roman 12 через полтора интервала с оставлением полей с левой и правой стороны. Все страницы должны быть пронумерованы, включая текст, список литературы, таблицы и подписи к рисункам. Все упоминаемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям. В тексте статьи не допускаются сокращения (кроме стандартных), сокращенные названия поясняются при первом упоминании. Десятичные знаки пишутся через точку (например, 0.001); млн, млрд, мин, сек, м, см — без точки; тыс., вес. %, мас. % — с точкой.

4. Список литературы формируется в алфавитном порядке — сначала русские фамилии, затем иностранные. *Фамилии и Инициалы* автора(ов). Полное название книги (Название сборника). Город: Издательство, Год. Общее количество страниц (например, 123 с.) **или** *Фамилии и Инициалы* автора(ов). Полное название статьи // Название жур-

нала. Год. Т. 1. № 1. С. 11–22. В тексте статьи ссылка дается в квадратных скобках [Фамилия, год], если авторов больше двух [Фамилия первого автора и др., год], если работа приводится без авторов [Первое слово Названия работы ..., год], иностранные фамилии даются на языке оригинала. Например, [Иванов, 2011; Семенов, Белов, 2018; Петров и др., 2012; Литологические ..., 2015; Benioff, 1951; Scholz, Campos, 2012; Holschneider et al., 2012].

5. Иллюстрированный материал должен быть выполнен качественно, сканированные и заимствованные рисунки не принимаются. На картах обязательно указывать масштаб. На рисунках должно быть указано минимальное, соответствующее изложению в тексте, количество буквенных и цифровых обозначений, а также рисунки должны содержать минимальное количество надписей. Большая их часть дается под соответствующей подписью к рисунку. Включение в статью карт, разрезов и фотографий допускается лишь в полном соответствии с текстом. В подрисуночной подписи не допускается воспроизведение не буквенных знаков (штриховка, кружки, треугольники и т.д.). В номерах условных обозначений цифры даются прямым шрифтом, а буквы курсивом.

6. В связи с тем, что публикация английской версии Журнала дает ему международный статус, к качеству и оформлению рукописей предъявляются повышенные требования. Стиль изложения материала должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык.

Статья оформляется следующим образом:

УДК 551...

### НАЗВАНИЕ РАБОТЫ

© 2020 г. И. И. Иванов<sup>1,\*</sup>, П. П. Петров<sup>2,\*\*</sup>,  
С. С. Сидоров<sup>3,\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Название Института, почтовый адрес, Москва, индекс Россия

<sup>2</sup>Название Института, почтовый адрес, Санкт-Петербург, индекс Россия

<sup>3</sup>Название Института, почтовый адрес, Екатеринбург, индекс Россия

\*e-mail:

\*\*e-mail:

\*\*\*e-mail:

Поступила в редакцию

Аннотация до половины печатной страницы

Ключевые слова: 5–6 слов.

Текст статьи с разделами, отражающими ее содержание (например, Введение, Формулировка научной задачи, Исходные данные, Фактический материал, Методы исследования, Результаты исследования, Результаты и их обсуждение, Заключение), Список литературы, перевод “шапки” статьи с аннотацией и ключевыми словами, Таблицы, Подписи к рисункам, Рисунки.

Заголовки первого уровня набираются прямым заглавным шрифтом в центре строки, заголовки второго уровня — курсивом в центре стро-

ки, заголовки третьего уровня — подчеркивание в начале абзаца (если заголовков планируется больше, то допускается заголовок полужирным шрифтом строчными буквами в центре строки).

7. Редакция сохраняет за собой право сокращать присылаемые статьи и подвергать их правке!

8. Статьи, оформленные без соблюдения настоящих правил, возвращаются авторам без рассмотрения!