



Vestnik of Geosciences
Вестник геонаук

Июль
July
2022,
№ 7 (331)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
The journal is published under the research and methodological guidance of the RAS Department of Earth Sciences

Главный редактор А. М. Асхабов

Зам. главного редактора И. Н. Бурцев

Зам. главного редактора О. Б. Котова

Ответственный секретарь И. В. Козырева

Chief Editor A. M. Askhabov

Deputy Chief Editor I. N. Burtsev

Deputy Chief Editor O. B. Kotova

Executive Secretary I. V. Kozyreva

Редакционный совет

А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
Т. М. Безносова, Сыктывкар, Россия
М. А. Богдасаров, Брест, Беларусь
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
А. В. Журавлев, Сыктывкар, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. И. Николаев, Апатиты, Россия
Б. М. Осовецкий, Пермь, Россия
Ю. Ф. Патраков, Кемерово, Россия
И. В. Пеков, Москва, Россия
В. Н. Пучков, Екатеринбург, Россия
Д. Ю. Пушаровский, Москва, Россия
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
Ш. Сан, Мянъян, Китай
К. М. Соджа, Гамильтон, Нью-Йорк, США
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия
А. Г. Шеломенцев, Сыктывкар, Россия

Editorial Board

A. I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
T. M. Beznosova, Syktyvkar, Russia
M. A. Bogdasarov, Brest, Belarus
M. A. T. M. Broeckmans, Trondheim, Norway
D. A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yu. L. Voytekhovskiy, St. Petersburg, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
M. Komac, Ljubljana, Slovenia
S. V. Krivovichev, St. Petersburg, Russia
S. K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
M. Martins, Ouro Preto, Brazil
T. P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
P. Männik, Tallinn, Estonia
A. I. Nikolaev, Apatity, Russia
B. V. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Russia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
V. N. Puchkov, Yekaterinburg, Russia
D. Yu. Pushcharovskiy, Moscow, Russia
A. M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Sh. Sun, Mianyang, China
C. M. Soja, Hamilton, NY, USA
O. V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
M. A. Fedonkin, Moscow, Russia
A. G. Shelomentsev, Syktyvkar, Russia

Технический редактор Г. Н. Каблис

Заведующий редакцией Т. А. Некучаева

Technical Editor G. N. Kablis

Managing Editor T. A. Nekuchaeva

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году
академиком Н. П. Юшкиным.

Предыдущее название:

Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Пятилетний импакт-фактор
РИНЦ журнала (2020) – 0.532



SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995
by Academician N. P. Yushkin.

Former title:

Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Five-year RSCI
impact factor (2020) – 0.532

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание**Content**

Научные статьи	Scientific articles
Литология карстовых отложений разреза верхнего визе Залесской площади (северо-западная часть Оренбургской области, Россия) <i>М. Г. Бояршинова, Р. И. Калина</i>3	Lithology of karst deposits of the Uppen Visean section of the Zaleskaya area (North-Western part of the Orenburg region, Russia) <i>M. G. Boyarshinova, R. I. Kalina</i>3
Нижнесерпуховские карбонатные псефитолиты центральной части гряды Чернышева <i>А. Н. Сандула</i> 11	Lower Serpukhovian carbonate psephitolites in the central part of the Chernyshev Ridge <i>A. N. Sandula</i> 11
Происхождение цементолитов в верхнесилурийских лагунных отложениях Северного Урала <i>Е. С. Пономаренко</i>20	Cementstones origin in the Upper Silurian lagoon deposits of the Northern Urals <i>E. S. Ponomarenko</i>20
Изотопно-геохимические характеристики минерального заполнения палеополостей в верхнедевонских-нижнекаменноугольных известняках на восточном склоне Среднего Урала (окрестности с. Першино) <i>С. А. Дуб, Г. А. Мизенс, В. Н. Кулешов, О. Л. Петров</i>32	Geochemical and isotopic characteristics of paleocavities mineral filling in the Upper Devonian-Lower Carboniferous limestones on the eastern slope of the Middle Urals (vicinity of Pershino village) <i>S. A. Dub, G. A. Mizens, V. N. Kuleshov, O. L. Petrov</i>32
<hr/>	
Хроника, события, факты. История науки	Chronicle, events, facts. History of Science
Итоги тематического литологического семинара «Литология палеокарста»45	Results of the Thematic Lithological Seminar «Lithology of Paleokarst»45
Первые страницы истории открытия карста в России47	The first pages of the history of the discovery of karst in Russia47
Некоторые факты в изучении карста и палеокарста в Республике Коми47	Some facts in study of karst and paleokarst in Komi Republic47
Разнообразие проявлений палеокарста48	Diversity of paleokarst occurrence48
Вклад профессора А. А. Чернова в изучение карстовых явлений50	Contribution of Professor A. A. Chernov to the study of karst phenomena50

Правила
оформления
статей



Vestnik
article
Formatting



Тематический семинар
«Литология палеокарста»

Thematic seminar
«Lithology of paleocarst»



УДК 550.8.052

DOI: 10.19110/geov.2022.7.1

Литология карстовых отложений разреза верхнего визе Залесской площади (северо-западная часть Оренбургской области, Россия)

М. Г. Бояршинова, Р. И. Калина

ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень; mgboyarshinova@tnnc.rosneft.ru, rikalina@tnnc.rosneft.ru

Слабоизученные отложения верхневизейского подъяруса Оренбургской области (юго-восточная часть Волго-Уральской нефтегазоносной провинции) являются одним из перспективных объектов геолого-разведочных работ. В одной из скважин Залесской площади, расположенной в зоне сочленения Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины, в нижней части нерасчленённых алексинско-михайловско-веневских отложений верхневизейского подъяруса описана мощная толща доломитовых брекчий. На основе анализа комплекса данных литологических и минералогических исследований выделены литотипы пород, дано их детальное литологическое описание, проанализированы коллекторские свойства. Установлено, что встреченный в разрезе верхневизейского подъяруса Залесской площади комплекс отложений является результатом различных этапов карстования и последующего преобразования пород. Коллекторские свойства пород обусловлены проявлением постседиментационных преобразований. Карстовые процессы и их проявления требуют дальнейшего изучения на региональном уровне и учета при планировании геолого-разведочных работ на продуктивные пласты верхневизейского подъяруса.

Ключевые слова: Залесская площадь, верхневизейский подъярус, доломитовая брекчия, карстовый процесс.

Lithology of karst deposits of the Uppen Visean section of the Zaleskaya area (North-Western part of the Orenburg region, Russia)

M. G. Boyarshinova, R. I. Kalina

Tyumen Oil Research Center LLC, Tyumen

Poorly studied deposits of the Upper Visean section of the south-east of the Orenburg region are one of the promising objects of geological exploration. A powerful stratum of dolomite breccias is described in one of the wells of the Zalesovo area in the lower part of the undifferentiated the Venev, Mikhaylov and Aleksino strata of the Visean section. The section is composed of secondary dolomites with relics of primary textures and structures. Dolomitization complicates interpreting the genesis of deposits and conduct detailed sedimentological studies. Lithotypes of rocks are identified based on the analysis of a set of data from lithological and mineralogical studies. Lithotypes: 1) secondary dolomites with relics of primary textures, 2) dolomite breccia with clay-carbonate cement, 3) secondary breccia dolomites with relics of primary textures, 4) dolomite breccia. A detailed lithological description of the lithotypes is given. The features of their formation are determined. Reservoir properties of rocks are analyzed. It has been established that the sediment complex encountered in the section of the Uppen Visean section of the Zalesovo area are the result of different stages of karst formation and following transformation of rocks. Reservoir properties of rocks depend on the development of post-sedimentation transformations. Karst processes and their products require further study at the regional level and consideration when conducting geological exploration on productive reservoirs of the Uppen Visean section.

Keywords: Zalesovo area, Upper Visean section, dolomite breccia, karst process.

Введение

Верхневизейский подъярус Оренбургской области, как и на всей территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в целом, характеризуется низкой степенью изученности. Слабо и/или неравномерно освещены вопросы литологии, палеогеографии, стратиграфии (алексинский, михайловский и веневский гори-

зонты разделены в единичных скважинах), генезис пород-коллекторов, закономерности их распространения по латерали и вертикали, особенности формирования пустотного пространства пород и др. [2, 8, 9].

В последнее время при бурении новых скважин в пределах Оренбургской области проводят отбор керн-на из разреза нерасчленённых алексинско-михайлов-

Для цитирования: Бояршинова М. Г., Калина Р. И. Литология карстовых отложений разреза верхнего визе Залесской площади (северо-западная часть Оренбургской области, Россия) // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 3–10. DOI: 10.19110/geov.2022.7.1.

For citation: Boyarshinova M. G., Kalina R. I. Lithology of karst deposits of the Uppen Visean section of the Zaleskaya area (North-Western part of the Orenburg region, Russia). Vestnik of Geosciences, 2022, 7(331), pp. 3–10, doi: 10.19110/geov.2022.7.1.

ско-веневских отложений как одного из перспективных объектов геолого-разведочных работ. В данном интервале разреза выделяют восемь продуктивных пластов — 1, O2, O3, O4, O4a, O5, O5a, O6 [2]. Установленные залежи нефти обычно небольшие по своим размерам. Коллекторы представлены карбонатными отложениями с высокой степенью изменчивости фильтрационно-емкостных характеристик [4, 9].

В 2020 г. в ходе проведения литологических исследований kernового материала одной из скважин Залесской площади, отобранного из нижней части нерасчленённых алексинско-михайловско-веневских отложений верхневизейского подъяруса, была описана мощная толща доломитовых брекчий и брекчированных доломитов. Результаты изучения особенностей литологического строения, генезиса и коллекторского потенциала упомянутых отложений рассматриваются в данной работе.

Материал и методы исследований

В административном плане территория исследований расположена в северной части Оренбургской области, в тектоническом отношении — на юго-востоке Волго-Уральской антеклизы, в зоне сочленения Южно-Татарского свода и Бузулукской впадины. Мощность алексинско-михайловско-веневских отложений Залесской площади изменяется в пределах от 200 до 300 м, глубина залегания — от 1500 до 1600 м. Толщина изучаемого разреза составляет около 70 м (с перерывом между интервалами отбора керна).

Исследования проводились на основе литологического описания kernового материала. Kern характеризуется хорошим качеством, практически стопроцентным выносом (96.8–99.6 %), диаметром 100 мм. Общий объем изученного керна — 53.15 м.

Для уточнения минерального состава и структурных особенностей пород использовались имеющиеся данные петрографического описания шлифов (17 стандартных и 2 больших) и изучения пород методами растровой электронной микроскопии (3 обр.). С целью оценки фильтрационно-емкостных свойств пород были проанализированы результаты петрофизических исследований (коэффициент пористости и газопроницаемости по 74 стандартным образцам и 10 полноразмерным).

При интерпретации полученных данных использовались представления российских и зарубежных авторов, освещающих вопросы карстования пород (Г. А. Максимович, В. П. Быков, Р. Лукс и др.) [3, 5, 11, 13, 14].

Результаты исследований

Разрез сложен вторичными доломитами, неравномерно известковистыми, неравномерно глинистыми, разнокристаллическими, с тенями первичных структур (биокастовый пакстоун, грейнстоун, микробиальный байндстоун) и текстур, неравномерно сульфатизированными, трещиноватыми. Отмечаются редкие стилолитовые швы — зубчатые, реже зубчато-бугорчатые и бугорчатые, микро- и мелкоамплитудные, параллельные напластованию и разнонаправленные, пересекающиеся, выполненные глинистым (гидролюдистым), глинисто-органическим или органическим

веществом. Сульфатизация в виде гнезд, выполнения трещин, а также цемента доломитовых брекчий представлена ангидритом таблитчатой гипидиоморфной и шестоватой формы, от мелко- до грубокристаллической размерности. Встречается незначительная пиритизация (от единичных зерен до 4 %): в керне отмечаются редкие стяжения, в шлифах — рассеянные по породе микроглобули и их скопления неправильных форм, редко скопления кристаллов по стилолитовым швам. Глобулярная форма представления пирита также может подтверждать первичную микробиальную природу отложений на некоторых участках разреза.

По вещественному составу и структурно-текстурным особенностям пород были выделены литологические типы (ЛТ), в некоторой степени отражающие особенности их формирования:

ЛТ1 — доломиты вторичные, с тенями первичных структур,

ЛТ2 — доломитовая брекчия с глинисто-карбонатным цементом,

ЛТ3 — доломиты вторичные, брекчированные, с тенями первичных структур,

ЛТ4 — доломитовая брекчия.

Доломиты вторичные, с тенями первичных структур (ЛТ1). К данной группе относятся породы преимущественно мелко-тонко- и тонко-мелкокристаллические с тенями первичных структур (биокастовый вакстоун-пакстоун и грейнстоун-пакстоун) и текстур (слоистая, неяснослоистая). Среди теней органогенных остатков диагностирован детрит иглокожих, остракод, гастропод, фрагменты кораллов. Отмечаются разнонаправленные, иногда многочисленные трещины — прямолинейные и слабоизвилистые, полые и минерализованные, залеченные кальцитом, доломитом или ангидритом (рис. 1).

Пустотное пространство представлено открытыми трещинами (раскрытостью по данным изучения шлифов до 0.17 мм), редкими межкристаллическими и изолированными внутризерновыми порами (размером 0.02–0.98 мм), единичными кавернами. По результатам петрофизических исследований коэффициент пористости (Кп) пород изменяется от 0.2 до 6.5 %, коэффициент газопроницаемости (Кпрг) — от 0.002 до 28.216 мД.

Доломитовая брекчия с глинисто-карбонатным цементом (ЛТ2) сложена обломками неокатанной (угловатой) и округлой форм, неотсортированными — от дресвяной до щебеночной размерности, без следов переноса. В обломках — доломит, преимущественно мелко-тонко- и тонко-мелкокристаллический с теньевыми структурами биокастовых вакстоунов, вакстоун-пакстоунов и микробиальных байндстоунов. Органические остатки (тени) — детрит иглокожих, фрагменты кораллов. Глинисто-карбонатный цемент по взаимоотношению с обломочным материалом распределен неравномерно (прослоями, слоями, пятнами). Карбонатная составляющая представлена разнокристаллическим (от микро- до грубо-) доломитом, глинистая — гидролюдистыми минералами, реже каолинитом, выполняющими межкристаллическое пространство доломита и составляющими 3–6 % объема породы (по данным петрографических исследований шлифов). Встречается незначительная (от единичных зерен до 1 %) терригенная примесь, представленная рассеянными по по-



роде зернами кварца и полевых шпатов тонко- и мелкозернистой размерности. Также для пород характерно наличие карбонатных корок (каliche) (рис. 2).

Отмечаются многочисленные трещины различного генезиса: 1) трещины усыхания – короткие, кли-

новидные, извилистые, залеченные доломитом, приуроченные преимущественно к доломитам с реликтовыми микробиальными структурами; 2) трещины поверхностного карстования пород – разнонаправленные, иногда расширенные до полостей, выполненные гли-

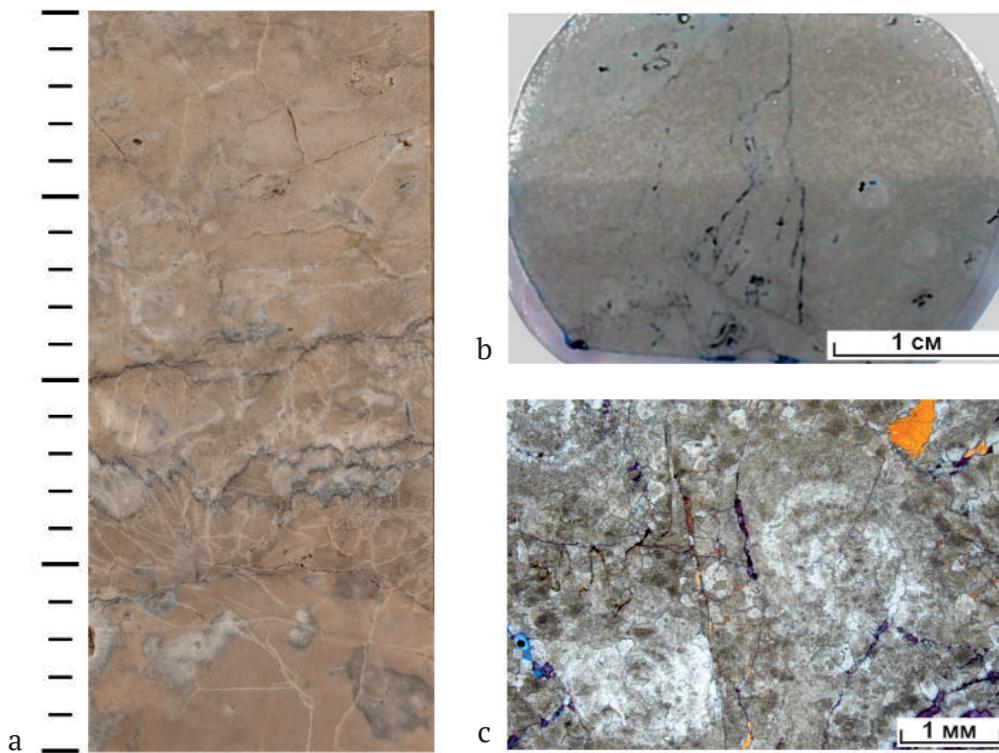


Рис. 1. Доломиты вторичные с тенями первичных структур: а – фото керна, интервал 1773.16–1773.36 м; б – скан шлифа, глубина 1773.26 м; с – фото шлифа, 1773.26 м, II

Fig. 1. Secondary dolomites with relics of primary structures: a – photo of the core, interval 1773.16–1773.36 m; b – scan of the section, depth 1773.26 m; c – photo of the section, depth 1773.26 m, II

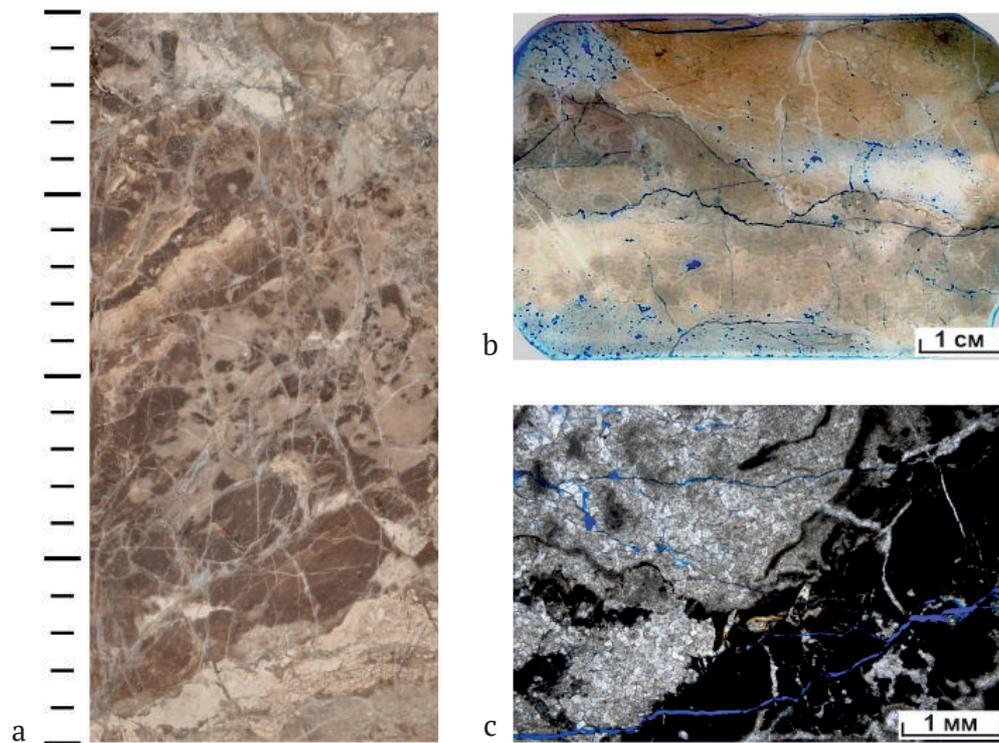


Рис. 2. Доломитовая брекчия с глинисто-карбонатным цементом: а – фото керна, интервал 1740.23–1740.43 м; б – скан шлифа, глубина 1740.35 м; с – фото шлифа 1740.35 м, II

Fig. 2. Dolomite breccia with clay-carbonate cement: a – photo of the core, interval 1740.23–1740.43 m; b – scan of the section, depth 1740.35 m; c – photo of the section, depth 1740.35 m, II

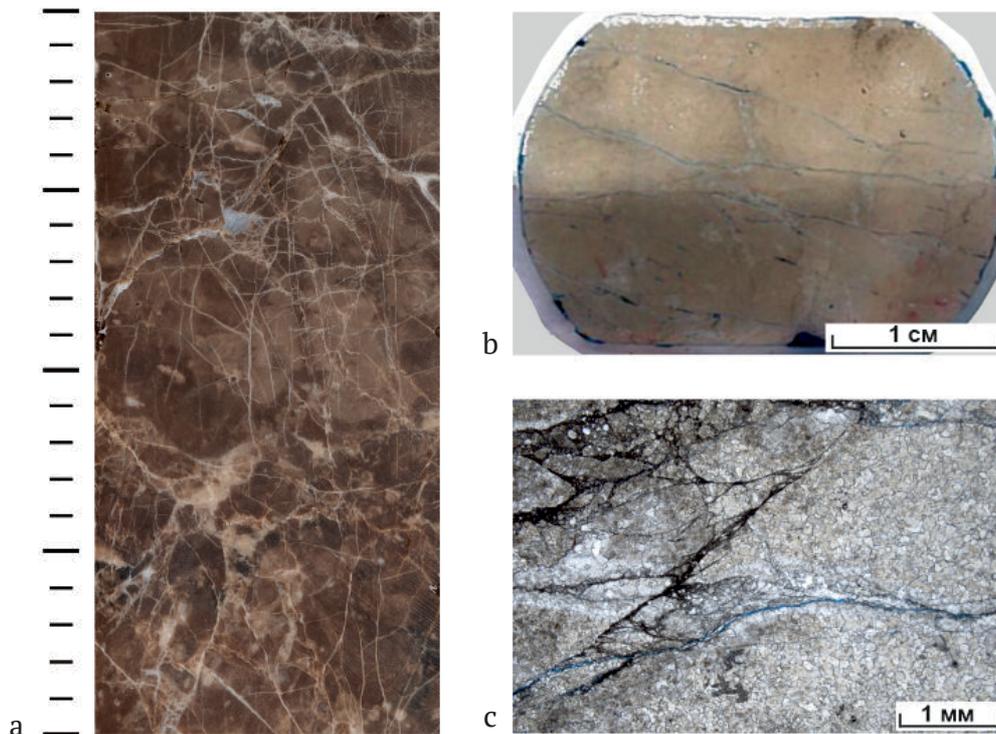


Рис. 3. Доломитовая брекчия с глинисто-карбонатным цементом: а — фото керна, интервал 1762.16–1762.36 м; б — скан шлифа, глубина 1762.33 м; в — фото шлифа, глубина 1762.33 м, II

Fig. 3. Dolomite breccia with clay-carbonate cement: а — photo of the core, interval 1762.16–1762.36 m; б — scan of the section, depth 1762.33 m; в — photo of the section, depth 1762.33 m, II

нистым и глинисто-карбонатным материалом, часто разбивают первичную породу, придавая ей брекчиевидный облик; 3) литогенетические — разнонаправленные, залеченные кальцитом, доломитом или ангидритом, редко с примесью органического вещества, связанные, вероятно, с деформацией пород при уплотнении закарстованной толщи.

Породы преимущественно плотные, с редкими межкристаллическими порами (размером 0.01–0.85 мм) и полыми трещинами (раскрытостью, по данным изучения шлифов, до 0.03 мм) ($K_p = 0.6\text{--}4.3\%$, $K_{пр} = 0.003\text{--}6.995$ мД).

Доломиты вторичные брекчированные с тенями первичных структур (ЛТ3). Породы данного типа мелко-тонко- и тонко-мелкокристаллические с реликтовыми структурами биокластового вакстоуна и пакстун-вакстоуна. Органические остатки (тени) представлены детритом иглокожих, неопределимым раковинным детритом, фрагментами раковин гастропод и кораллов. Брекчиевая текстура пород обусловлена наличием многочисленных разноориентированных трещин — полых или выполненных кальцитом, ангидритом, доломитом. Встречаются трещины, участками расширенные до полостей (до 3 см), залеченные ангидритом или кальцитом, иногда с разноразмерными (от мелкодресвяной до среднещелевой размерности) угловатыми обломками основной породы (фрагменты стенок трещин) (рис. 3).

Пустотное пространство представлено открытыми, частично расширенными трещинами (раскрытостью, по данным изучения шлифов, до 0.6 мм) и редкими межкристаллическими порами размером 0.01–0.8 мм. По данным петрофизических исследований, коэффициент пористости составляет от 0.5–3.6 %, ко-

эффициент газопроницаемости изменяется от 0.013 до 17.653 мД.

Доломитовая брекчия (ЛТ4). Породы сложены обломками неокатанной (угловатой) и полуокатанной форм, не сортированными по размеру — от дресвяной до глыбовой (превышающей диаметр керна) размерности, неориентированными, представленными доломитом тонко- и мелкокристаллическим, с тенями первичных структур. Цемент имеет различный характер заполнения — от скудного, заполняющего пространство между обломками, до обильного, с плавающими в нем обломками базального типа. Распределение цемента преимущественно равномерное. Минеральный состав цементирующей массы различный — карбонатный, сульфатно-карбонатный, сульфатный, глинисто-карбонатный.

Карбонатные минералы представлены кристаллами доломита — яснокристаллическими светлыми индивидами от микро- до крупнозернистой размерности, от ксеноморфных до идиоморфных. Кристаллы ангидрита могут слагать мономинеральный сульфатный цемент в виде маломощных прослоев (до 20 см) или составлять от нескольких процентов до половины объема цемента смешанного типа. Глинистые минералы в виде микрочешуйчатых гидрослюдистых агрегатов выполняют межкристаллическое пространство доломита и по шлифам содержатся в количестве 3–5 % от общего объема цемента (рис. 4).

Породы этого литотипа разбиты разнонаправленными трещинами, иногда ветвящимися, полыми и залеченными кальцитом, доломитом или сульфатами.

Пустотное пространство распределено довольно равномерно и представлено открытыми трещинами (раскрытостью, по данным изучения шлифов, до

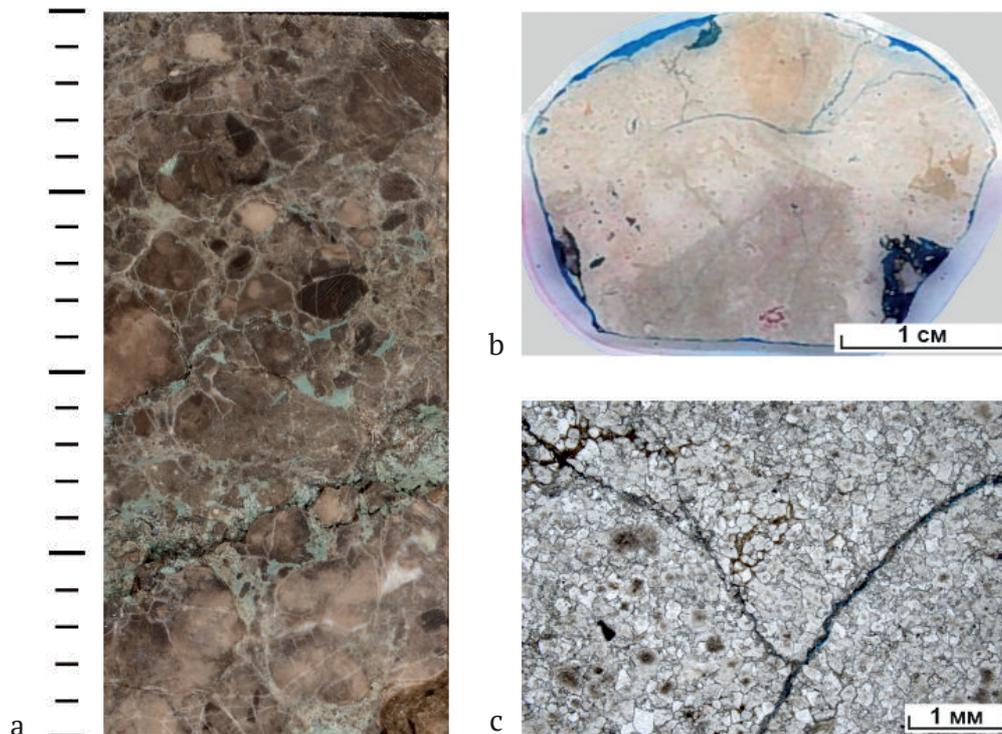


Рис. 4. Доломитовая брекчия: а — фото ядра, интервал 1764.06–1764.26 м; б — скан шлифа, глубина 1764.13 м; в — фото шлифа, глубина 1764.13 м, II

Fig. 4. Dolomite breccia: a — photo of the core, interval 1764.06–1764.26 m; b — scan of the section, depth 1764.13 m; c — photo of the section, depth 1764.13 m, II

0.04 мм), межкристаллическими изолированными порами (размером 0.03–0.35 мм) и кавернами полигональных форм. По результатам лабораторных исследований фильтрационно-емкостных свойств пород коэффициент пористости данного типа пород изменяется от 0.8 до 6.5 %, коэффициент газопроницаемости — от 0.014 до 266.797мД.

Анализ распределения по разрезу выделенных литологических типов пород показал преобладание отложений первого и четвертого литотипов (рис. 5). Доломиты ЛТ1 с прослоями до 0.5 м доломитов ЛТ3 и ЛТ2 практически полностью слагают нижнюю часть (около 20 м) изученного разреза. Выше они встречаются только в виде отдельных прослоев толщиной от 0.1 до 1.2 м. Отложения ЛТ2 встречаются в верхней части разреза пачкой толщиной 5.0 м с прослоями доломитов ЛТ3 (0.5 м) и единичным слоем (0.9 м) доломитовой брекчии ЛТ4.

Породы ЛТ4 преобладают в верхней части разреза в виде прослоев и пачек толщиной от 0.5 до 5.3 м. Обычно залегают среди отложений ЛТ1 и ЛТ2. Для них характерна резкая, часто неровная, с карманами, нижняя граница. Верхняя граница может быть как отчетливая, хорошо выраженная, так и в виде постепенного перехода к брекчированным доломитам третьего литотипа.

Обсуждение

Карбонатные отложения верхневизейского подъяруса Волго-Уральской нефтегазоносной провинции накапливались в пределах обширного эпиконтинентального бассейна в приэкваториальной тропической области в условиях аридного и семиаридного клима-

та [8]. Бассейн седиментации в пределах площади работ на момент накопления изучаемого интервала разреза характеризовался мелководностью, нормальной соленостью, спокойным и умеренным гидродинамическим режимом, слабобрасчленным рельефом дна [10]. Данные региональных исследований подтверждаются результатами изучения ядра соседних скважин. Породы изучаемого интервала разреза представлены известняками биокластовыми и пелоидно-биокластовыми (по Данэму — пакстоун, реже — вакстоун, рудстоун, флаутстоун) с неяснослоистой текстурой и известняками слабоглинистыми микрокристаллическими с редкими биокластами (мадстоун, вакстоун), неяснослоистыми, с прожилками глинисто-органического вещества, неравномерно слабобиотурбированными. Известняки неравномерно доломитизированы, вплоть до перехода во вторичные доломиты. Среди биокластового материала отмечаются остатки нормально-морских организмов: детрит брахиопод, иглокожих, кораллов, зеленых водорослей, а также фрагменты мшанок, раковин гастропод, целые раковины остракод и фораминифер.

«Полная» доломитизация пород изучаемой толщи затрудняет интерпретацию генезиса отложений, включая проведение детального седиментологического анализа. Тем не менее ряд установленных признаков позволяет частично определить особенности образования пород.

Структурно-текстурные особенности доломитовых брекчий с глинисто-карбонатным цементом ЛТ-2, по всей видимости, обусловлены формированием первичных пород в условиях субэкральной экспозиции с развитием процессов поверхностного карстования. На это указывает наличие тневых дезинтегри-

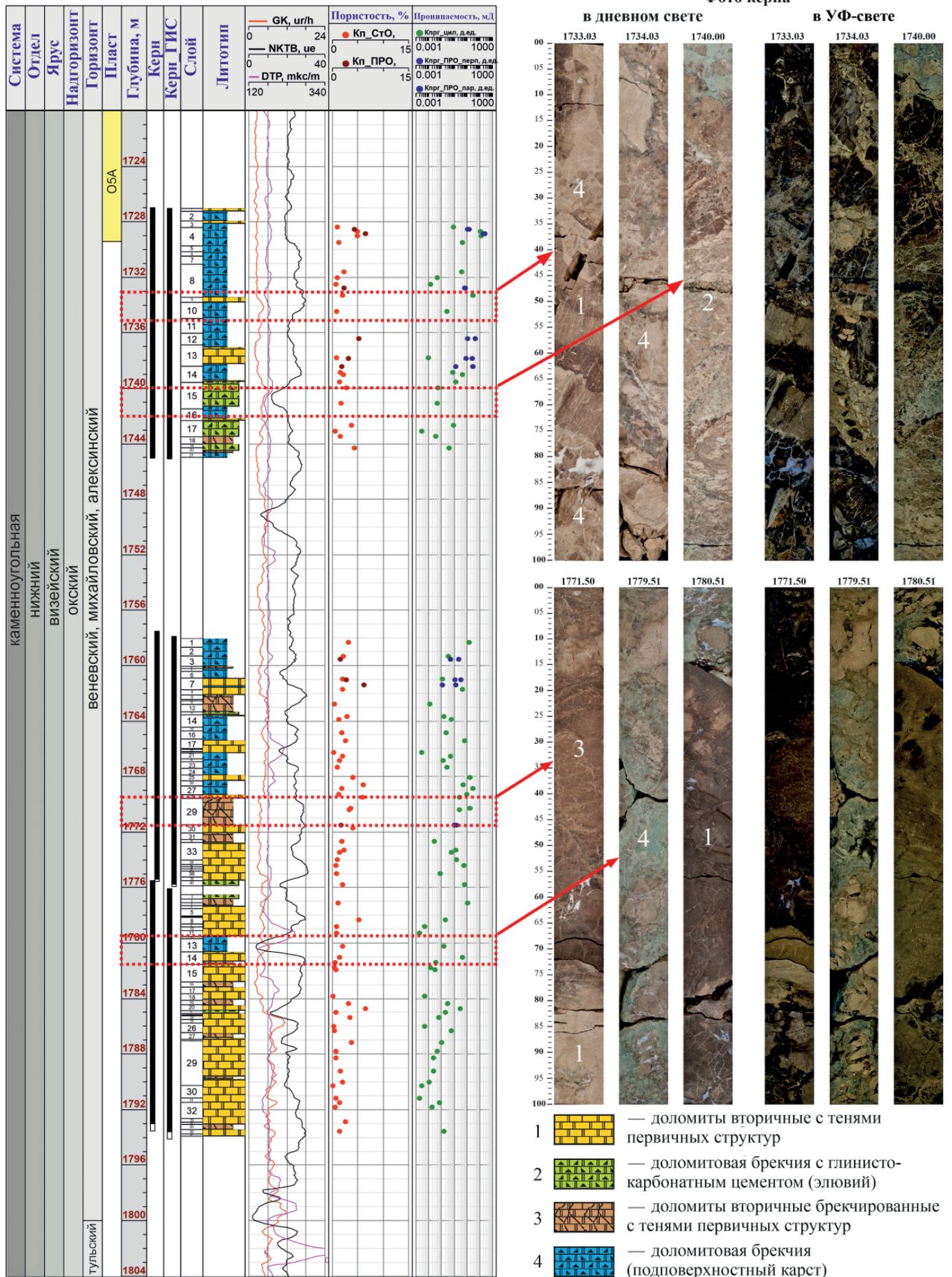


Рис. 5. Распределение литотипов по разрезу скважины

Fig. 5. Distribution of lithotypes by well section



рованных структур микробийных байндстоунов, корочек каличе, трещин усыхания и поверхностного карстования, а также отсутствие следов переноса обломков [3, 11].

Доломитовые брекчии ЛТ-4, вероятно, являются результатом обрушения сводовых частей и/или стен палеопещер. Для пород отмечаются такие характерные признаки, как отсутствие сортировки обломочного материала по размеру, разнообразная форма обломков, отсутствие ориентировки, беспорядочная текстура, различный литологический состав обломков и цементов (глинистый, глинисто-карбонатный, карбонатный, сульфатный) [3]. По отсутствию ориентированности обломков, иногда различному литологическому составу можно отнести отложения к хаотичному типу по классификации брекчий и обломочных отложений в пещерных системах, предложенной Р. Луксом [14].

В целом установленные в ходе работ литологические типы пород хорошо согласуются с фациями карстовых палеопещер, классифицированными по структурным и текстурным особенностям пород Р. Луксом и П. Мешером [13]. По предложенной модели доломиты ЛТ1 и доломитовые брекчии ЛТ2 можно отнести к нарушенным или слабонарушенным породам, вмещающим карстовые образования и располагающимся вокруг пещер. Доломиты ЛТ3 формировались по сильно нарушенным породам, примыкающим к пещере или находящимся над ней.

Формирование таких крупных подповерхностных карстовых форм могло происходить в результате инфильтрации атмосферных (недонасыщенных) вод и их длительного воздействия на отложения во время крупного перерыва в осадконакоплении — возможно на границе визейского и серпуховского ярусов [9]. На ряде площадей (Бобровская, Могутовская) Оренбургской области зафиксирован неравномерный размыв кровли визейского яруса [7].

Наличие карстовых образований может также являться причиной невыдержанности простираения продуктивных пластов верхневизейского подъяруса.

Выводы

Присутствующий в разрезе верхневизейского подъяруса Залесской площади комплекс отложений является результатом различных этапов карстования и последующего преобразования пород.

Коллекторские свойства пород изученного интервала разреза не зависят от первичных структур и обстановок осадконакопления. В первую очередь они обусловлены постседиментационными преобразованиями пород — доломитизацией, трещинообразованием, сульфатизацией. По оценочно-генетической классификации карбонатных коллекторов К. И. Багринцевой [1], в изучаемом интервале разреза встречаются коллекторы преимущественно трещинного типа.

На других площадях в случае отсутствия интенсивного проявления вторичных процессов — доломитизации и сульфатизации — можно предполагать наличие подповерхностного (подземного) карста и связанных с ним коллекторов (доломитовые брекчии с незалеченными пустотами между обломками, каверны и полости).

Карстовые процессы, брекчии обрушения палеопещер и результаты преобразования осадочных толщ, включающих в себя крупные карстовые формы, требуют дальнейшего изучения на региональном уровне и учета при планировании геолого-разведочных работ на продуктивные пласты верхневизейского подъяруса. Обрушение и уплотнение систем пещер создают потенциал для развития крупномасштабных систем разломов, которые могут простираются вверх на несколько сотен метров и при этом быть не связанными с региональными тектоническими процессами [3, 5, 13].

Авторы выражают искреннюю благодарность заведующему лабораторией изучения карбонатных коллекторов ООО «ТНЦ» О. В. Неделько за всестороннюю поддержку в проведении исследований.

Литература

1. Багринцева К. И., Дмитриевский А. Н., Бочко Р. А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ / Под ред. К. И. Багринцевой. М., 2003. 264 с.: ил.
2. Баранов В. К., Галимов А. Г., Донцевич И. А. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Оренбург: Оренбургское книж. из-во, 1997. 272 с.
3. Быков В. Н. Нефтегазовое карстование. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2002. 351 с.
4. Куликов Б. Н., Горелова Т. Л., Худякова О. Ю. Влияние особенностей литолого-петрографического состава коллекторов залежей окского надгоризонта Бобровского месторождения на их разработку // Геолого-промышленный анализ при разработке нефтяных месторождений. Куйбышев, 1983. С. 48–54. (Тр. Гипровостокнефти).
5. Максимович Г. А. Основы карстования. Том 1: Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. Пермь: Пермское книж. изд-во, 1963. 443 с.
6. Максимович Г. А., Быков В. Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ. Пермь: Пермский гос. ун-т, 1978. 96 с.
7. Мелехова А. Т., Шутлов Г. Я. Перспективы нефтеносности отложений окского надгоризонта в пределах Оренбургской области // Геология и нефтегазоносность палеозоя Оренбургской области и прилегающих районов. М.: Недра, 1968. Вып. 76. С. 38–42.
8. Немирович Т. Г., Вилесов А. П., Бутолина Ю. А., Старухин Л. С. Новый взгляд на геологическое строение сложно построенных окских пластов Волго-Уральской НПП // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2015. Вып. 1. С. 4–10.
9. Прядкина А. П., Солдатова А. А. Разработка продуктивных пластов окского надгоризонта на месторождениях Куйбышевской области // Геолого-промышленный анализ при разработке нефтяных месторождений. Куйбышев, 1983. С. 48–54. (Тр. Гипровостокнефти).
10. Трихонович Г. В. Условия залегания продуктивных пластов окского надгоризонта на территории Оренбургской области // Актуальные вопросы и инновационные решения в нефтегазовой отрасли: Тр. всероссийской науч.-практ. конф. Самара, 2021. С. 4–8.
11. Esteban M., Klappa C. F. Subaerial exposure // Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 33, 1983. 1–54 pp.
12. Haq B. U., Schutter S. R. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. Science, 2008, vol. 322. 64–68 pp.



13. Loucks R. G. A review of coalesced, collapsed-paleo-cave systems and associated suprastratal deformation / Time in karst. Postojna, 2007. 121–132 pp.

14. Loucks, R. G. Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 1999. 1795–1834 pp.

References

1. Bagrintseva K.I., Dmitrievsky A.N., Bochko R.A. *Atlas karbonatnykh kollektorov mestorozhdeniy nefiti i gaza Vostochno-Yevropeyskoy i Sibirskoy platform* (Atlas of carbonate reservoirs of oil and gas fields of the East European and Siberian platforms). Edited by K. I. Bagrintseva, Moscow, 264 p.

2. Baranov V. K., Galimov A. G., Dentskevich I.A. et al. *Geologicheskoye stroyeniye i neftegazonosnost' Orenburgskoy oblasti* (Geological structure and oil and gas potential of the Orenburg region). Orenburg: Orenburg Book Publishing House, 1997, 272 p.

3. Bykov V. N. *Neftegazovoye karstovedeniye* (Oil and gas karst studies). Perm: Perm University Press, 2002, 351 p.

4. Kulikov B. N., Gorelova T. L., Khudyakova O. Y. *Vliyaniye osobennostey litologo-petrograficheskogo sostava kollektorov zalezhey okskogo nadgorizonta Bobrovskogo mestorozhdeniya na ikh razrabotku* (The influence of the features of the lithological and petrographic composition of the reservoirs of the Oka supra-horizon of the Bobrovsky field on their development). Geological and field analysis in the development of oil fields. Kuibyshev: Hyprovostokneft, 1983, 48–54 pp.

5. Maksimovich G. A. *Osnovy karstoveden'ya. Tom 1: Voprosy morfologii karsta, speleologii i gidrogeologii karsta* (Fundamentals of karst studies. Volume 1: Questions of karst morphology, speleology and hydrogeology of karst). Perm: Perm Book Publishing House, 1963, 443 p.

6. Maksimovich G. A., Bykov V. N. *Karst karbonatnykh neftegazonosnykh tolshch* (Karst of carbonate oil and gas bearing strata). Perm, Perm State University, 1978, 96 p.

7. Melekhova A. T., Shutov G. Y. *Perspektivy neftenosnosti otlozheniy okskogo nadgorizonta v predelakh Orenburgskoy oblasti* (Prospects of oil-bearing deposits of the Oka horizon within the Orenburg region). Geology and oil and gas potential of the Paleozoic of the Orenburg region and adjacent areas. Moscow, Nedra Publishing House, 1968, 76, 38–42 pp.

8. Nemirovich T. G., Vilesov A. P., Butolina Y. A., Starukhin L. S. *Novyy vzglyad na geologicheskoye stroyeniye slozhno postroyennykh okskikh plastov Volgo-Ural'skoy NGP* (A new look at the geological structure of the complexly constructed Oka strata of the Volga-Ural NGP). Geology, geophysics and development of oil and gas deposits, 2015, 1, 4–10 pp.

9. Pryadkina A. P., Soldatova A. A. *Razrabotka produktivnykh plastov okskogo nadgorizonta na mestorozhdeniyakh Kuibyshevskoy oblasti* (Development of productive reservoirs of the Oka horizon in the fields of the Kuibyshev region). Geological and field analysis in the development of oil fields. Kuibyshev, Hyprovostokneft, 1983, 48–54 pp.

10. Trichonovich G. V. *Usloviya zaleganiya produktivnykh plastov okskogo nadgorizonta na territorii Orenburgskoy oblasti* (Conditions of occurrence of productive reservoirs of the Oka supra-horizon on the territory of the Orenburg region). Proceedings of the All-Russian scientific and practical conference «Topical issues and innovative solutions in the oil and gas industry», Samara, 2021, 4–8 pp.

11. Esteban M., Klappa C. F. Subaerial exposure. Carbonate depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 33, 1983, 1–54 pp.

12. Haq B. U., Schutter S. R. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. Science, 2008, V. 322, 64–68 pp.

13. Loucks R. G. A review of coalesced, collapsed-paleo-cave systems and associated suprastratal deformation. Time in karst, Postojna, 2007, 121–132 pp.

14. Loucks, R. G. Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 83, 1999, 1795–1834 pp.

Поступила в редакцию / Received 30.05.2022



Тематический семинар
«Литоология палеокарста»

Thematic seminar
«Lithology of paleocarst»



УДК 551.735:552.54 (234.851)

DOI: 10.19110/geov.2022.7.2

Нижнесерпуховские карбонатные псефитолиты центральной части гряды Чернышева

А. Н. Сандула

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
sandula@geo.komisc.ru

В работе представлены результаты изучения карбонатных псефитолитов, развитых в нижнесерпуховских отложениях в центральной части гряды Чернышева. Данные образования имеют различную морфологию и генезис. Среди них есть как седиментационные пластовые, так и постседиментационные внутрипластовые образования, но наиболее сложный генезис имеют мощные толщи брекчированных пород, содержащие признаки формирования этих обломочных карбонатных пород во время седиментации, а также за счет постседиментационных процессов.

В результате исследований установлено, что в раннесерпуховское время на территории центральной части гряды Чернышева существовал мелководный морской бассейн, на западе которого в зонах отмелей с островными поднятиями и лагунами формировались мелководные отложения, в том числе внутрипластовые карстовые брекчии и прибрежно-морские обломочные известняки. Одновременно на востоке, в более глубоком море накапливались темноцветные известняковые илы, переслаивающиеся с пластами выноса материала дебритных потоков. Во время уральского орогенеза за счет послыного срыва по основанию серпуховского яруса формировались мощные толщи интенсивно брекчированных карбонатных отложений. Постседиментационные процессы изменения нижнесерпуховских отложений (перекристаллизация, доломитизация, частичное растворение) могли протекать в моменты крупных регрессий средне- и позднекаменноугольных эпох, а также после смены элизионного гидрогеологического режима на инфильтрационный на границе триаса и юры и продолжают вплоть до настоящего времени. Особенно ярко это проявлено в восточной части данной территории в зонах повышенной проницаемости, где интенсивно протекают процессы выщелачивания, доломитизации, кальцитизации и карстования.

Ключевые слова: карбонатные псефитолиты, серпуховский ярус, нижний карбон, гряда Чернышева.

Lower Serpukhovian carbonate psephitolithes in the central part of the Chernyshev Ridge

A. N. Sandula

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The paper presents the results of the study of carbonate psephitolithes developed in the Lower Serpukhovian deposits in the Central part of the Chernyshev Ridge. They have different morphology and genesis. There include sedimentation breccia and post-sedimentation intra-formation units, however thick strata of brecciated rocks have the most problematic genesis indicating the formation of these clastic carbonate rocks during sedimentation and post-sedimentation processes.

As a result we determined that a shallow sea basin existed on the territory of the central part of the Chernyshev Ridge in the Early Serpukhovian period. In the western part, shallow sediments, including intraplate karst breccias and coastal-marine detrital limestones, were deposited in shoals with island uplifts and lagoons. At the same time, dark-colored limestone silts were accumulated in the deeper sea in the east, and intercalated with removed debritic flows. During the Ural orogeny, due to the layer-by-layer breakdown at the base of the Serpukhovian, thick strata of intensively breccated carbonate deposits were formed. Post-sedimentation processes of changes in the Lower Serpukhovian sediments (recrystallization, dolomitization, partial dissolution) could occur during major Middle and Upper Carboniferous regressions, as well as after the change of the elysial hydrogeological regime to infiltration at the Triassic-Jurassic boundary. They have continued up to the present time. This is especially evident in the eastern part of this territory in areas of increased permeability of rocks. There are intensive processes of leaching, dolomitization, calcitization, and karst developing.

Keywords: carbonate psephitolithes, Serpukhovian, Lower Carboniferous, Chernyshev Ridge.

Для цитирования: Сандула А. Н. Нижнесерпуховские карбонатные псефитолиты центральной части гряды Чернышева // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 11–19. DOI: 10.19110/geov.2022.7.2.

For citation: Sandula A. N. Lower Serpukhovian carbonate psephitolithes in the central part of the Chernyshev Ridge. Vestnik of Geosciences, 2022, 7(331), pp. 11–19, doi: 10.19110/geov.2022.7.2.



Введение

В каменноугольных отложениях Печорского Урала широко распространены известняковые брекчии. Выходы с ними можно встретить от р. Уньи на юге до р. Усы на севере. Толщи с пластами обломочных карбонатных пород образуют большие мощности (до 300 м), охватывающие значительный стратиграфический диапазон – серпуховский и башкирский ярусы.

Изучение известняковых брекчий карбона Печорского Урала [9] показало, что всю их совокупность можно подразделить на седиментационные и постседиментационные. В первой группе карбонатные псефитолиты образуют пластовые или маломощные массивные тела, сложенные в той или иной степени окатанными обломками различных типов известняков, сцементированных известняковым матриком с остатками морской микрофауны. Постседиментационные брекчии подразделяются на тектонические и карстовые (подземного растворения). Тектонические брекчии, морфологически относящиеся к внутрипластовым, не отличаются большой мощностью и не образуют самостоятельных пластов. Для них характерны остроугольная форма обломков, их однородный литологический состав, сцементированный кристаллическим кальцитом. Более сложное строение и механизм образования имеют седиментационно-тектонические брекчии. Они образуют мощные толщи, сложенные грубообломочным и крайне не сортированным материалом, с признаками интенсивного тектонического преобразования толщ известняков, содержащих седиментационные псефитолиты. К брекчиям подземного растворения (карстовым) была отнесена небольшая часть брекчий, залегающих в виде неправильных участков среди трещиноватых неравномерно доломитизированных известняков, сложенных мелкими (3–5 см) остроугольными обломками неправильной формы, плотно прилегающими друг к другу. Единичные их проявления были выделены в нижнесерпуховских отложениях гряды Чернышева [3, 12].

Карбонатные псефитолиты в толще нижнесерпуховских отложений на гряде Чернышева наблюдаются в пределах Шарью-Заостренского блока и приурочены к западной и восточной частям данной структуры [9, 13]. В палеогеографическом плане на западе они образованы в мелководных отложениях шарьюской (сынинской) фациальной зоны, для которой характерны светло-серые частично доломитизированные известняки [3], а на востоке — в более глубоководных отложениях вангырской фациальной зоны, где преобладают темно-серые известняки с прослоями седиментационных известняковых конглобрекчий [3, 12].

По полевым наблюдениям автора, в центральной части гряды Чернышева брекчирование нижнесерпуховских пород имеет более разнообразную природу, чем считалось ранее [11]. Зачастую в строении брекчированных толщ можно наблюдать сочетание литологических признаков, указывающих на формирование обломочных карбонатных пород как во время седиментации, так за счет постседиментационных преобразований.

Целью работы является представление новых данных по строению и условиям образования нижнесерпуховских карбонатных псефитолитов.

Методы исследований

Нижнесерпуховские карбонатные псефитолиты автором изучались в ходе полевых работ 2011 и 2018 годов, проводившихся на территории центральной части гряды Чернышева в разрезах рек Шарью, Пр. Кыньбожью и Изъяю (рис. 1). В исследованиях применялась методика изучения карбонатных псефитолитов, разработанная автором в процессе выполнения тематических работ по установлению генезиса известняковых брекчий карбона Печорского Урала [8, 9].

Обломочные карбонатные породы — специфические образования. В систематике осадочных пород по вещественному составу они относятся к карбонатным породам, по структурным особенностям и способу образования — к псефитам. Трудность изучения этих образований часто связана со схожестью состава обломков, цемента и вмещающих пород. На выветрелой поверхности они могут быть неотличимы от обычных известняков, и лучшими для наблюдения являются отдельные участки около уреза воды, отшлифованные течением.

Схема изучения карбонатных обломочных пород включает [9]: 1) исследование обломочного материала (окатанность, размер, литологический состав обломков); 2) изучение заполняющего вещества (количество и состав матрикса и цемента); 3) исследование текстурных особенностей (сортировка обломков, распределение обломочного и заполняющего вещества, изменение характера в объеме породы); 4) выяснение взаимоотношений со смежными породами (изучение характера контактов с подстилающими и покрывающими породами), а также возраст подстилающих и покрывающих пород; 5) исследование строения всей толщи с брекчиями.

Для достижения поставленных целей были использованы литологические описания разрезов 15 обнажений, результаты изучения шлифов (более 300 шт.) карбонатных пород, 50 штучков и 15 пришлифовок карбонатных псефитолитов и данные карбонатного анализа.

Результаты исследования

Интенсивно брекчированные нижнесерпуховские карбонатные породы западной шарьюской зоны наиболее хорошо обнажены на р. Шарью. Здесь их можно наблюдать в обн. 52, расположенном в 0.5 км ниже Средних (Вторых) ворот (2.6 км выше устья руч. Кедзыдшор), и в обн. 70–78, на интервале реки длиной 2.3 км, начинающемся в 0.6 км выше устья руч. Сортэмаель и заканчивающемся у каньона Верхних (Третьих) ворот (рис. 1, а).

На нижнем участке выходов (обн. 52) тарусско-стешевские отложения вскрыты практически вкрест простирания слоев. Здесь обнажение имеет блоковое строение. Между крупными (порядка нескольких метров, до 10 м и более) блоками относительно малодислоцированных пород наблюдаются участки (часто соизмеримые с размерами блоков) интенсивно брекчированных пород. В этих зонах параллельно и вкрест залегания пород наблюдается множество срывов. Их плоскости смещения часто имеют изогнутые формы.

Неоднократно среди трещиноватых известняков наблюдаются небольшие участки брекчий и гнёзда (рис. 2). Брекчии в виде небольших участков встре-

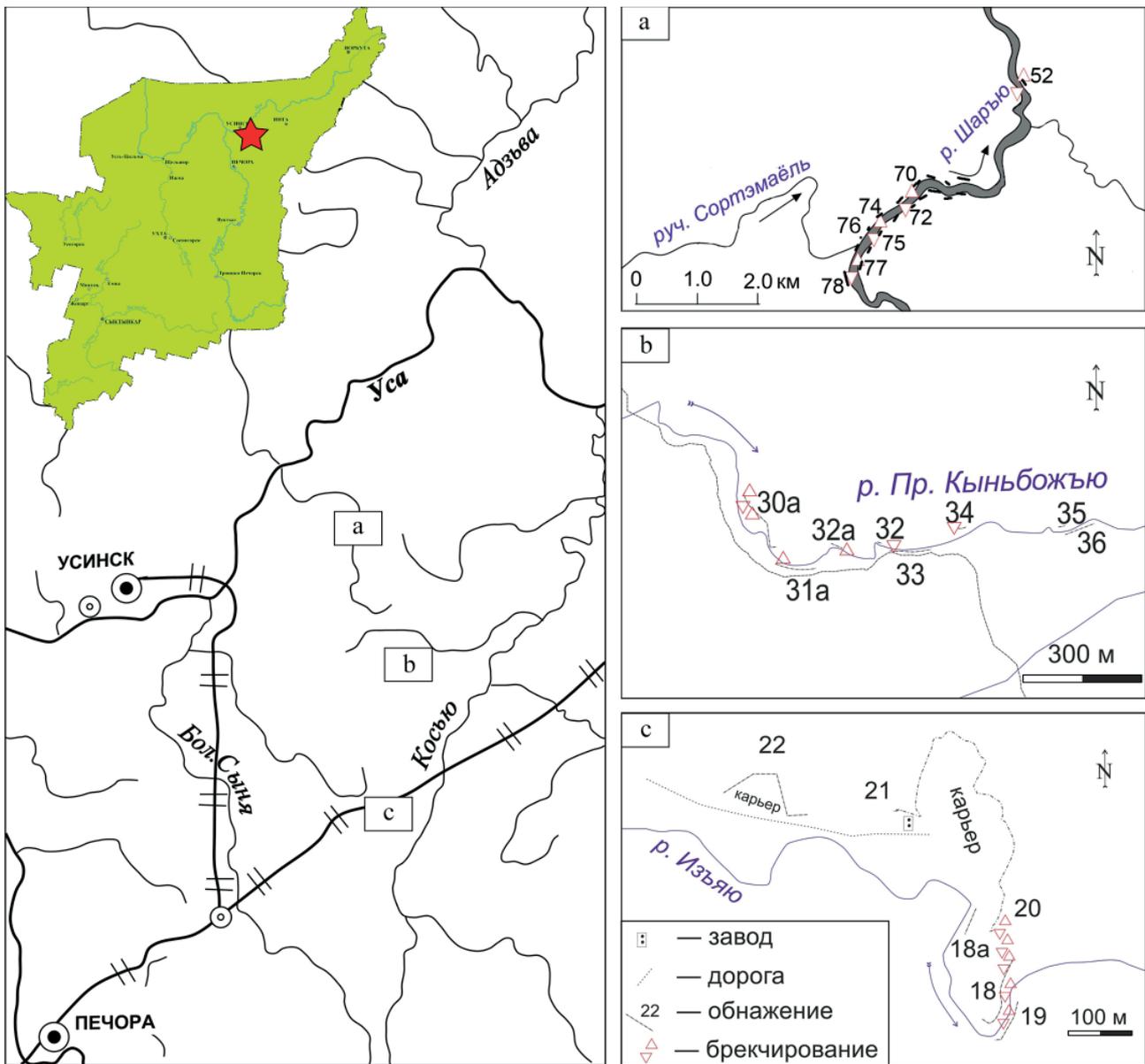


Рис. 1. Местоположение изученных разрезов (номера обнажений по [3])

Fig. 1. The location of the studied sections (numbers of outcrops according to [3])

чаются среди известняков, доломитизация в которых выражена в неяснопятнистой текстуре пород. Обломки этого типа брекчий ничем не обличаются от вмещающей породы, представленной скрытокристаллическим известняком. Обломки имеют небольшие размеры: максимальный — 7–10 см, в основной массе — 1–2 см. По количеству они составляют породу более чем на 95 %. Форма обломков часто имеет чёткие остроугольные, реже слабоокруглённые и округлённые очертания. Нередко они вплотную примыкают друг к другу. Примечательно, что внутри некоторых больших обломков намечаются контуры более мелких (как при перекристаллизации).

Брекчии в виде небольших гнёзд, размером не более 20–30 см расположены беспорядочно, нет никакой связи между ними. Структура несортированная. Обломки чаще всего мелкие (до 2 см, редко до 5 см), остроугольные и представлены одинаковыми известняками. Кроме того, иногда можно наблюдать ещё более мелкие участки брекчий. Обломки в таких зонах пронизывают жилки (1–2 мм) и большое количество гнёзд кальцита. Промежутки между обломками также

залечены тонкими жилками CaCO_3 . Цемента в брекчиях почти нет, его содержание не превышает 1–2 %.

Интересно, что среди брекчий встречаются обломки кремней. По всей видимости, такие обломки образовались за счёт разрушения кремнистых желваков (хорошо видны частично разбитые и полностью разрушенные желваки).

Нужно отметить, что характер строения пород в обнажении около уреза воды значительно отличается от того, что наблюдается в верхней части скалы, где, судя по залеганию (угол падения около 60°), должны проследиваться те же слои по простиранию. Так, если в основании скалы наблюдаются слегка трещиноватые, но все же пластовые тела, то выше — грубообломочные (глыбовые) брекчии. А там, где породы первоначально имели более массивное сложение, брекчированию подвержен весь объём толщи.

Участок выходов нижнесерпуховских отложений в районе устья руч. Сортэмаэль (обн. 70–78) расположен на прямолинейном интервале реки, протягивающемся с юго-запада на северо-восток, что совпадает с простиранием пород. В строении разреза здесь наблю-

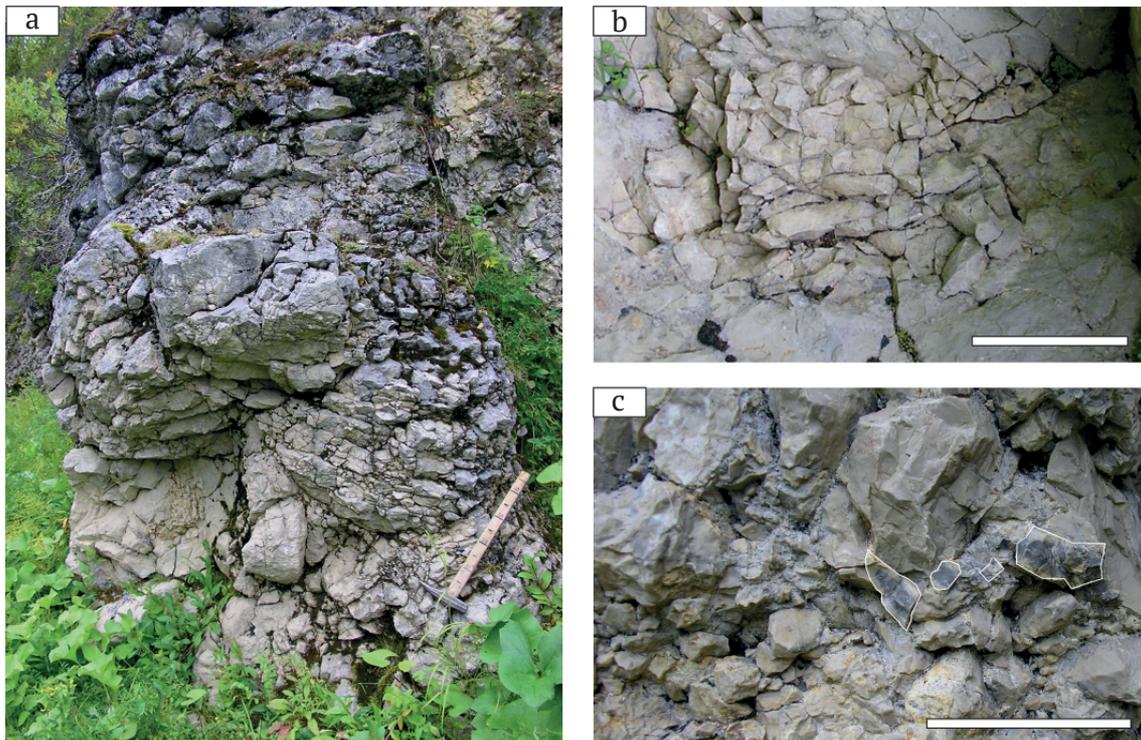


Рис. 2. Характер строения карбонатных брекчий в обн. 52 на р. Шарью: а — общий вид; б — участок брекчированной породы в микрозернистом доломите; с — разрушенное стяжение кремнистого желвака в гнезде тектонической брекчии. Масштабная линейка — 10 см.

Fig. 2. The structure of carbonate breccias in outcrop 52 on the Sharyu River: a — general view; b — a section of brecciated rock in micrograin dolomite; c — breakdown of a siliceous nodule in breccia. The scale is 10 cm.

даются доломиты и доломитизированные известняки. В результате неоднородности выветривания известняков и доломитов образуются скалы в виде столбов. Наиболее полно данные отложения вскрыты в обн. 78, где можно наблюдать разрез почти всего серпуховского яруса, а в остальных выходах они обнажены небольшими интервалами мощностью от 3 до 10–12 м.

Наиболее интенсивно брекчированы породы (доломитизированные известняки) в нижней части разреза, вскрытые в обн. 77–78. Данная толща имеет блочное строение (рис. 3, а). Породы сильно трещиноваты, дислоцированы, наблюдается большое количество трещин со слабо выраженными зеркалами скольжения, часто субпараллельными к залеганию вмещающих отложений. В общей массе встречаются и мелкие, и большие, и глыбовые обломки, однородные по литологическому составу (рис. 3, б), но разориентированные (текстуры не прослеживаются от одного обломка к другому). Брекчии сцементированы кристаллическим кальцитом. Иногда крупные (до 1 м в поперечнике) глыбы сами сложены разнородными угловатыми обломками (почти белых микрозернистых, коричневатосерых мелкобиокластовых и серых мелкозернистых доломитизированных известняков) (рис. 3, с). Крупные темноцветные обломки иногда содержат мелкие (до 1.5 см) обломки светлых известняков. Рядом с ними могут располагаться гнезда, сложенные брекчиями, обломки которых невелики (в диаметре не более 2, чаще 0.5–1 см), форма их неправильно-остроугольная, местами округлая. Цемент — ожелезненный микрозернистый кальцит.

Сходные с вышеописанными брекчии наблюдаются в обн. 73. В этом выходе известняки и доломиты так-

же разбиты на блоки, а на участках наибольшей трещиноватости отмечаются небольшие полости и каверны.

В обн. 76 и 74, ниже по течению и, скорее всего, немногом выше по разрезу, выступает пачка микрозернистых доломитов мощностью 2–3 м. Породы сильно перекристаллизованы, выщелочены, проницаемы (капельки кислоты и небольшие порции воды впитываются с поверхности без остатка), с многочисленными кальцитовыми жеодами (рис. 4, а). Иногда в породах видны реликтовые текстуры ихнитолитов и микрокомковатые скопления, схожие по строению с микрокодиевыми образованиями.

В обн. 75 обнажается пачка (2 м) водорослевых горизонтально-слоистых известняков и столбчатых строматолитов. Столбики строматолитов хаотично ориентированы в породе, в результате чего образована своеобразная узорчатая текстура (рис. 4, б), схожая с текстурами крустификации червячковых биоцементолитов.

Еще ниже по реке, в обн. 71, в его средней части, среди биокластовых известняков наблюдается пласт седиментационной конглобрекчии мощностью 1.5 м. Он с размывом залегает на коричневатосерых и серых биокластовых известняках, а перекрывается (с постепенным переходом) коричневатосерым мелкозернистым известняком. Обломочный материал не сортирован, представлен фрагментами известняков, отличающихся по окраске и структуре. Размер обломков в основной массе составляет 3–4 см, редко до 20 см. При этом мелкие обломки в различной степени окатаны, а крупные — нет (рис. 4, с).

В основании разреза обн. 70 наблюдается пласт светло-серых мелкобиокластовых известняков с ред-

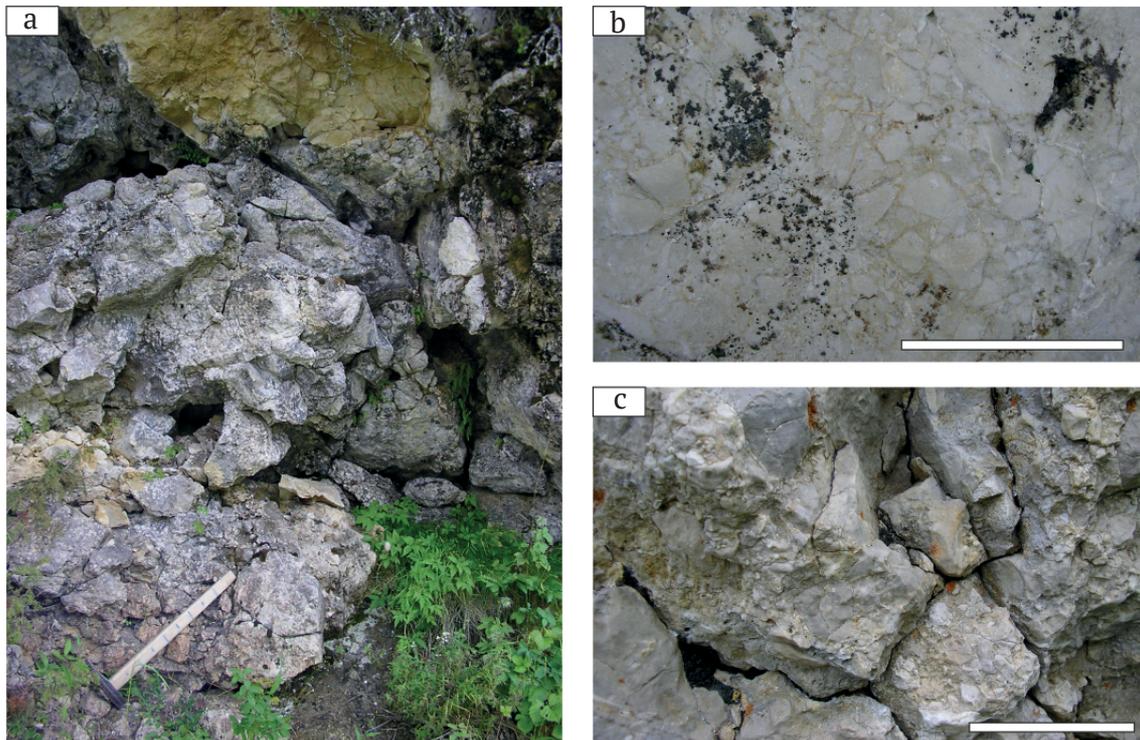


Рис. 3. Характер строения карбонатных брекчий в обн. 77–78 на р. Шарью: а — дробление на блоки пород в обн. 77; б — участок брекчий в обн. 77, сложенной однородными по литологическому составу обломками; с — участок брекчий в обн. 78, сложенной разнородными обломками. Масштабная линейка — 10 см.

Fig. 3. The structure of carbonate breccias in outcrops 77–78 on the Sharyu River: a — crushing into blocks of rocks in outcrop 77; b — a section of breccia in outcrop 77, composed of homogeneous fragments; c — a section of breccia in outcrop 78, composed of heterogeneous fragments. The scale is 10 cm.

кими мелкими члениками криноидей и веточками рогоз мощностью 0.5 м. Простирается этот слой на 42 м. Через каждые 5–10 м в его строении встречаются гнезда внутрипластовых мелкообломочных брекчий размером от 0.3 до 1.0 м в наибольшем измерении (рис. 4, d). По характеру строения они относятся к типу брекчий, образованных в результате частичного растворения и перекристаллизации (подземного карста). На это указывает преобладающая остроугольная форма обломков, небольшой их размер от 1 мм до 3–5 см, отсутствие сортировки, незначительное количество цемента (обломки плотно прижаты друг к другу) [12, 15].

Серпуховские отложения восточной вангырской фациальной зоны в центральной части гряды Чернышева прослеживаются вдоль узкой субмеридионально ориентированной полосы. На всем ее протяжении часто встречаются различного размера карстовые воронки. Интенсивно брекчированные карбонатные породы здесь доступны для наблюдения на реках Изъяю, Пр. Кыньбожью.

На р. Изъяю зона брекчирования серпуховских пород расположена в восточной части старого известнякового карьера (рис. 1, с), протягивается с северо-запада на юго-восток и прослеживается южнее в коренных выходах по берегам реки (в верхней части обн. 18 на левом берегу и в обн. 19 на правом берегу реки). Характер строения этих брекчий наиболее хорошо доступен для наблюдения в восточной стенке карьера (обн. 20).

Большая часть этой стенки сложена глыбовыми брекчиями с размером до 1 м в поперечнике (рис. 5, а).

Обломки остроугольные, без сортировки — глыбы известняков расположены в грубообломочном матриксе, в котором в равной степени встречаются обломки различных фракций. Состав пород в обломках однородный. По поверхностям обломков наблюдается множество зеркал скольжения. Наиболее крупные из них могли сформироваться в результате левого сдвига и левого сдвига со сбросом северного и северо-восточного простирания (т. е. субпараллельно зоне брекчирования). Цемента практически нет. Наблюдается множество широких открытых трещин и пустот. К трещинам между обломками приурочены зоны интенсивного ожелезнения, что придает мелкообломочному матриксу ярко выраженный красный оттенок. Однако интенсивность брекчирования различна. Так, в южной части выхода известняки разбиты на блоки размером до 1.5 м и практически не разобщены. Они плотно прижаты друг к другу, и ожелезнения на этом участке практически нет. Севернее тектоническое воздействие проявляется только в интенсивной трещиноватости пород и блочном строении выходов. Наблюдается множество субпараллельных трещин меняющихся очертаний, часто образующих клинообразные формы. Элементы заложения трещин: простирание — 325° , падение — 55° на северо-восток. При этом залегание пород примерно такое же, как и в западной части карьера, около развалин известнякового завода простирание — 180° , падение — 30° на запад.

В разрезе р. Пр. Кыньбожью зона брекчирования приурочена к долине восточного простирания, отрезок обн. 30–33 (рис. 1, б). Нужно отметить, что именно на этом участке у реки сухое русло (рис. 5, б).

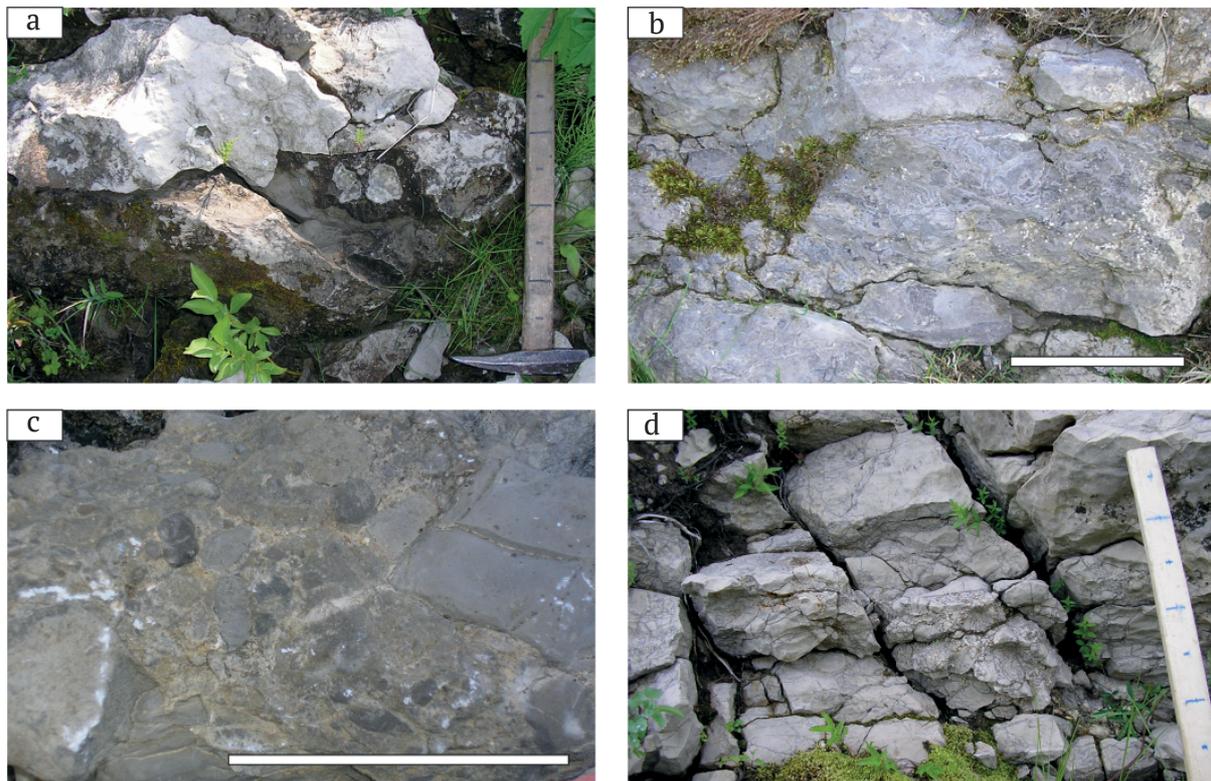


Рис. 4. Особенности строения нижнесерпуховских отложений в обн. 70–76 на р. Шарью: а — кальцитовые жёды в доломитах (обн. 76); б — узорчатая текстура в строматолитах (обн. 75); с — структура известняковой конглобрекчии (обн. 71); д — участок внутрипластовой брекчии в светло-сером мелкобиокластовом известняке (обн. 70). Масштабная линейка — 10 см.

Fig. 4. Features of the structure of the Lower Serpukhovian deposits in outcrops 70–76 on the Sharyu River: a — calcite geodes in dolomites (outcrop 76); b — patterned texture in stromatolites (outcrop 75); c — structure of limestone conglobreccia (outcrop 71); d — section of intraplastic breccia in light gray small-bioclasic limestone (outcrop 70). The scale is 10 cm.

Немногом выше этого участка, где выходят отложения верхнего визе, вода уходит под землю, а ниже, где уже обнажены среднекаменноугольные породы, вода снова выходит на поверхность.

На данном отрезке реки обнажения имеют вид останцов высотой от 5 до 15 м, своеобразной треугольной формы, с относительно пологим ($45\text{--}66^\circ$) восточным склоном и крутым ($80\text{--}90^\circ$) западным. Брекчированные породы в естественных выходах образуют массивные толщи грубообломочных пород, массивных груботрещиноватых пород. Многие выходы в этой зоне имеют блочное строение, а в русле реки часто наблюдаются развалы глыб известняков размером до 1.5–2 м, протягивающиеся на несколько десятков метров. В строении этих отложений повсеместно наблюдаются дизъюнктивные нарушения, сбросы с зеркалами скольжения по плоскостям сместителей, простирающихся субпараллельно общему в данном районе залеганию слоев (простираение $170\text{--}190^\circ$, падение $45\text{--}55^\circ$ на восток). Повсеместно известняковые брекчии сложены разнородными по литологическому составу остроугольными обломками размерами от первых сантиметров до 0.5 м и более (рис. 5, с). Среди них иногда можно встретить обломки известняковых конглобрекчий (рис. 5, d). Кроме того, породы часто сильно выщелочены и доломитизированы. Доломитизация в породах неравномерная, захватывает отдельные участки неправильной формы с остроугольными очертаниями. Встреченные в породе кремни раздроблены, а их фрагменты разобщены.

Севернее, на р. Кыньбожью [12], в основании та-русско-стешевского разреза залегает пачка желтовато-серых мелкокристаллических доломитов с округлыми желваками темно-серого кремня величиной 3–15 см в поперечнике. Иногда доломиты сильно рассечены жилками кальцита. Выше по разрезу выходят коричневатого- и желтовато-серые доломитизированные известняки с желваками темных кремней эллипсоидальной формы. Здесь также встречено много кальцитовых проявлений. Иногда порода изменена так сильно, что представляет собой брекчированный известняк. Такие зоны наблюдаются в виде небольших участков (до 20–30 см) неправильной формы. Выше пачки доломитизированных известняков идут желтовато-серые криноидные известняки, в которых лишь изредка видны небольшие пятна слабой доломитизации. Общая мощность этого выхода около 10 м.

Обсуждение результатов

Анализ представленного материала показывает, что в нижнесерпуховских отложениях западной (шарьюской) и восточной (вангырской) фациальных зон Шарью-Заостренского блока поднятия Чернышева формирование карбонатных обломочных пород происходило по несколько различным сценариям.

В первую очередь это обусловлено отличиями условий седиментации. Так, на западе в раннем серпухове преобладали условия сублиторали мелкого моря [3], временами переходящие в литоральные, супрали-

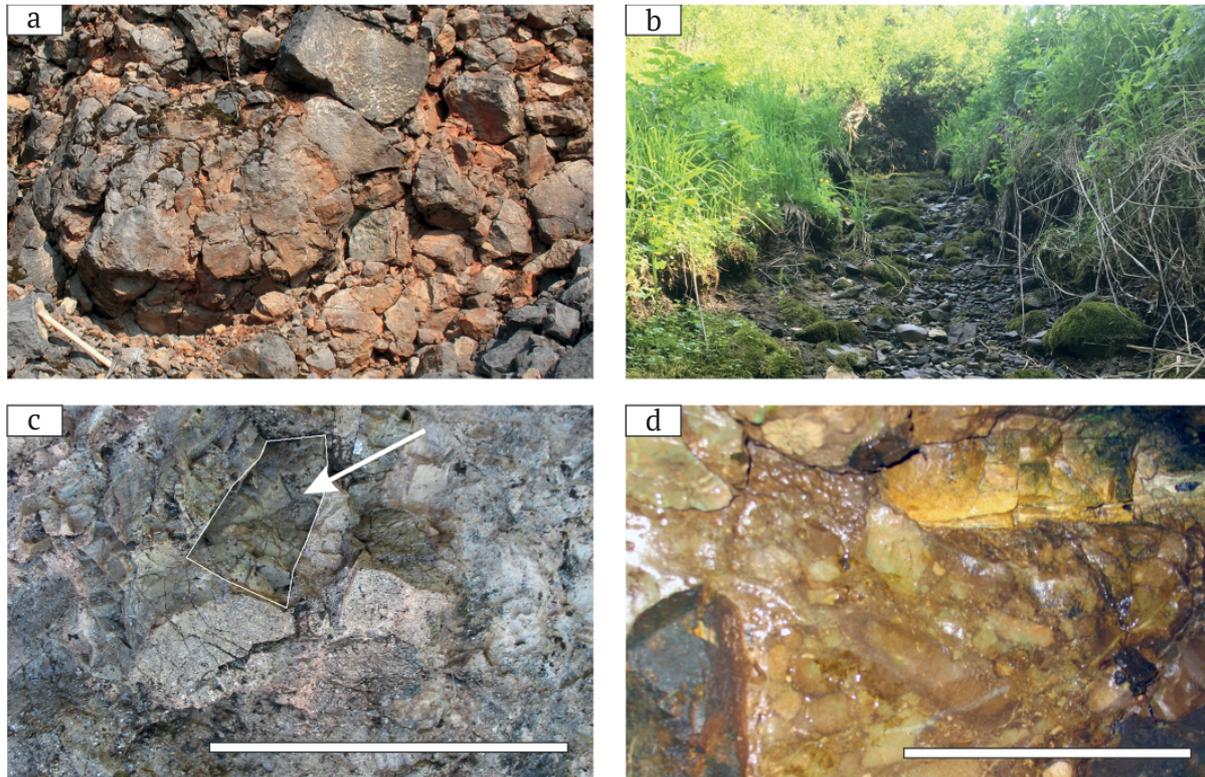


Рис. 5. а — строение седиментационно-тектонической брекчии (обн. 20, р. Изъяю); б — сухое русло реки в полосе выходов серпуховских отложений на р. Пр. Кыньбожью; с — структура массивной брекчии из разреза нижнесерпуховских отложений на р. Пр. Кыньбожью (обн. 30а). Стрелкой указан обломок желвака кремня; д — обломок известняковой конглобрекчии в составе седиментационно-тектонической брекчии (обн. 31а, р. Пр. Кыньбожью). Масштабная линейка — 10 см.

Fig. 5. а — the structure of sedimentation-tectonic breccia (outcrop 20, Iz'yayu river); б — a dry riverbed in the strip of Serpukhovian deposits on the Pravaya Kyn'bozh'yu River; с — structure of a massive breccia from the section of the Lower Serpukhovian deposits on the Pravaya Kyn'bozh'yu River (outcrop 30a). The arrow indicates a chip fragment of chert; д — limestone conglomerate breccia as a fragment from sedimentation-tectonic breccia (outcrop 31a, Pravaya Kyn'bozh'yu River). The scale is 10 cm.

торальные и лагунные. В разрезе р. Шарью в пользу этого свидетельствуют чередование водорослево-детритовых и биогермных комковато-водорослевых разностей в разрезе, присутствие слоев узорчатых водорослевых известняков и строматолитов (обн. 75), доломитов с реликтовыми микрокодиевыми текстурами (обн. 76), а также наличие сульфатно-карбонатных отложений на сопредельных территориях [1, 6, 7, 12]. В таких условиях в периоды максимума регрессии в прибрежно-морских обстановках формировались пласты мелкообломочных конгломератов (обн. 71).

На востоке была расположена более глубоководная часть шельфа, где за счет неоднородности фундамента располагались как мелководные, так и депрессионные участки [4, 10]. Эволюция осадконакопления здесь была осложнена взаимодействием двух тектонически различных процессов: вертикальных движений карбонатного шельфа и тангенсального сжатия, обусловленного началом формирования Уральской складчатости [14]. Разрядка напряженности, возникшей во время такого сопряжения, могла инициировать формирование обломочного материала на возвышенных участках и возникновение гравитационных (дебитных) потоков в пониженные зоны, где формировались толщи темноцветных известняков с пластами известняковых конглобрекчий. Пример таких отложений можно наблюдать в разрезе р. Сарьюги, расположенном на востоке центральной части гряды Чернышева в 22 км севернее от р. Пр. Кыньбожью [12]. Здесь на

протяжении 27 м наблюдается переслаивание перекристаллизованных биогермных известняков с пластовыми конглобрекчиями. Обломки в них сложены известняками, литологически сходными с карбонатами нижнесерпуховских отложений из разреза р. Шарью. Размер обломков 4–6 мм и 2–3 см. Их количество в породе составляет не более 70 % от общей массы. Соотношение неокатанных и окатанных обломков в породе составляет 40 : 60. В качестве цемента в нижней части толщи брекчий выступает ожелезненный серый известняк, в верхней же части порода вся пронизана кальцитовыми прожилками, занимающими практически все пространство между обломками.

Образование внутрислоевых брекчий в западной фациальной зоне можно трактовать по-разному. В любом случае можно полагать, что формировались они уже после литификации осадков. Процессы перекристаллизации, доломитизации и частичного растворения и замещения карбонатных пород за счет поступления инфильтрационных вод, приводившие к образованию пористых кальцитизированных доломитов (обн. 74, 76) и внутрислоевых мелкообломочных брекчий (обн. 70), могли протекать как еще в серпуховское время на осушенных участках, так и позднее, во время крупных регрессий средней и позднекаменноугольных эпох, зафиксированных в разрезе скрытыми стратиграфическими перерывами [2, 5]. Однако основная часть внутрислоевых брекчий, залегающих среди неравномерно доломитизированных из-



вестняков, могла быть обусловлена сменой элизионного гидрогеологического режима на инфильтрационный на границе триаса и юры [7]. Механизм их образования состоит в последовательном воздействии ряда факторов: растворения пород, образования кальцитовых жил и стилолитов, как это трактуется для малой визейской брекчии Арденн в Бельгии [15].

Схожим является механизм формирования мощных толщ интенсивно брекчированных карбонатных отложений, приуроченных к основанию серпуховского яруса, которые наблюдались в обн. 52, 77 и 78 на р. Шарью, обн. 30—33 на р. Пр. Кыньбожью, обн. 18—20 на р. Изьяю. По всем признакам их можно отнести к седиментационно-тектоническому типу брекчий, широко развитых в каменноугольных отложениях на западном склоне Печорского Урала [8]. Основным фактором образования таких брекчий на гряде Чернышева является тектоническое брекчирование карбонатных и сульфатно-карбонатных отложений за счет шарьяжных подвижек и послойных срывов во время Уральского орогенеза, в том числе и по основанию серпуховского яруса [9, 14]. Особенности их строения объясняются отличием субстрата, по которому протекало такое тектоническое брекчирование. Так, в бассейне р. Шарью подобному воздействию подверглись доломиты и доломитизированные известняки, содержащие внутрипластовые брекчии подземного карста и переслаивающиеся с пластами седиментационных карбонатных конглобрекчий, а на востоке — толща известняков с пластами известняковых конглобрекчий.

Особенность седиментационно-тектонических брекчий, развитых в центральной части гряды Чернышева, заключается в том, что данные образования, как, собственно, и весь объем нижнесерпуховских отложений, до настоящего времени подвержены постседиментационным преобразованиям. Наиболее ярко это проявлено в восточной части данной территории, в разрезе р. Пр. Кыньбожью и Кыньбожью, где породы часто сильно выщелочены и доломитизированы, встречается много кальцитовых проявлений. Доломитизация неравномерная, образует отдельные пятна или участки неправильной формы с остроугольными очертаниями.

Важно, что данная толща брекчий расположена на отрезке реки, имеющем строго восточное направление. По всей видимости, этот линеамент обусловлен разломом поперечного заложения относительно структур гряды Чернышева. Пересечение такого разлома с брекчированными карбонатами в плоскости послойного срыва образует зону повышенной трещиноватости, благоприятную для протекания карстовых процессов. Наличие карста здесь подтверждается тем, что именно на этом отрезке река имеет сухое русло. Отметим, что карстовые образования (воронки и сухие долины рек и ручьев) наблюдаются вдоль структур гр. Чернышева от р. Изьяю до р. Сарьюги и их местоположение примерно совпадает с простираемостью выходов серпуховских отложений.

Выводы

В раннесерпуховское время на территории центральной части гряды Чернышева существовал мелководный морской бассейн, в пределах которого рас-

полагались две фациальные зоны — западная (шарьянская) и восточная (вангырская). На западе за счет эвстатики могли формироваться зоны отмелей с островными поднятиями и лагунами, где отлагались мелководные известняки и сульфатно-карбонатные образования, на суше могли протекать карстовые процессы, в заплесковой области — процессы синседиментационной доломитизации, а в прибрежных зонах — седиментации обломочного известнякового материала.

В области более глубокого моря (восточная фациальная зона) существовали как мелководные, так и депрессионные участки. В моменты разрядки напряженности, возникшей в результате сопряжения вертикальных движений шельфа и процессов сжатия начала Уральской складчатости, на возвышенных участках мог формироваться обломочный материал, который с гравитационными (дебритными) потоками попадал в депрессионные зоны, где формировались толщи темноцветных известняков с пластами известняковых конглобрекчий.

Во время Уральского орогенеза за счет шарьяжных тектонических подвижек и послойных срывов, в том числе и по основанию серпуховского яруса, имевших место и на гряде Чернышева, формировались мощные толщи интенсивно брекчированных карбонатных отложений. Такие образования — седиментационно-тектонические брекчии — наблюдаются по всей территории центральной части гряды Чернышева. Причем в бассейне р. Шарью такому воздействию подверглись доломиты и доломитизированные известняки, содержащие внутрипластовые брекчии подземного карста и переслаивающиеся с пластами седиментационных карбонатных конглобрекчий, а на востоке — толща известняков с пластами известняковых конглобрекчий.

В постседиментационный период формировались внутрипластовые брекчии подземного растворения (карстовые). Благоприятными для этого могли быть моменты крупных регрессий средне- и позднекаменноугольных эпох, когда было возможно попадание серпуховских отложений в область инфильтрации приповерхностных вод, а также период, наступивший после смены элизионного гидрогеологического режима на инфильтрационный на границе триаса и юры.

Процессы изменения нижнесерпуховских отложений, включающих в себя и сульфатно-карбонатные толщи, и брекчии подземного растворения (карстовые), и седиментационно-тектонические брекчии, происходят и до настоящего времени. Особенно ярко это проявлено в восточной части данной территории на пересечениях плоскости срыва по основанию серпуховского яруса и тектонических разломов, ориентированных перпендикулярно структурам центральной части гряды Чернышева. На таких площадях уже ослабленные нижнесерпуховские породы были дополнительно раздроблены и брекчированы, образованы зоны повышенной проницаемости, где интенсивно протекают процессы выщелачивания, доломитизации, кальцитизации, карстования.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 10210 62311457-5-1.5.6 (FUUU-2022-0054) государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.



Литература

1. Басов В. А., Василенко Л. В., Вискунова К. Г., Кораго Е. А., Корчинская М. В. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009 (4). 44 с. URL: http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf
2. Елисеев А. И. О скрытых стратиграфических перерывах в карбонатных толщах карбона гряды Чернышева // Палеозойские отложения Северного Приуралья. Л.; М.: Наука, 1966. С. 68–72.
3. Елисеев А. И. Стратиграфия карбона гряды Чернышёва. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 174 с.
4. Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
5. Жемчугова В. А. Верхний палеозой Печорского бассейна. Сыктывкар, 1998.
6. Ларионова З. В., Богацкий В. И., Довжикова Е. Г., Галкина Л. Г. Ермакова О. Л. и др. Тимано-Печорский седиментационный бассейн: Объяснительная записка к Атласу геологических карт, 2000. Ухта: Изд-во ТП НИЦ, 2002. 122 с.
7. Мигунов Л. В., Майдль Т. В. О карстовых процессах в отложениях серпуховского яруса поднятия Чернышёва // Природные резервуары Печорского нефтегазоносного бассейна. Сыктывкар, 1992. С. 46–50. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 76).
8. Сандула А. Н. Генетические типы известняковых брекчий карбона Печорского Урала // Докл. АН. 2002. Т. 385. № 3. С. 393–395.
9. Сандула А. Н. Известняковые брекчии в каменноугольных отложениях Печорского Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 143 с.
10. Сандула А. Н. Карбонатные псефитолиты калейдов-ых формаций северо-восточной окраины Европейской платформы // Рифы и карбонатные псефитолиты: Материалы всерос. литолог. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 158–159.
11. Сандула А. Н. Постседиментационные карбонатные брекчии в каменноугольных отложениях южной части гряды Чернышёва // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Материалы IX Всерос. литол. совещ. (с междун. участием). Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 417–419.
12. Сандула А. Н., Елисеев А. И. Серпуховские известняковые брекчии гряды Чернышева (разрезы западного типа) // Литогенез и геохимия осадочных формаций. № 4. Сыктывкар, 2002. С. 46–53. (Тр. ИГ КНИЦ УрО РАН. Вып. 111).
13. Тимонин Н. И. Тектоника гряды Чернышева (Северное Приуралье). Л.: Наука, 1974. 130 с.
14. Юдин В. В. Варисциды Северного Урала. Л.: Наука. 1983. 173 с.
15. Philippe Muechez, Thierry De Putter, CarryPeeters, Alain Herbusch, Willy Viaene Comparison of the diagenetic evolution of the lower viséan Belle Roche breccia and the middle viséan Grande Brèche // Bulletin de la Société belge de Géologie. T. 103 (1–2). 1994, pp. 149–159.
16. ya. *Teoriya i praktika* (Oil and gas geology. Theory and Practice), 2009 (4), 44 p. (http://www.ngtp.ru/rub/2/3_2009.pdf)
17. Eliseev A. I. *O skrytykh stratigraficheskikh pereryvah v kar'bonatnykh tolshchah karbona gryady Chernysheva* (Hidden stratigraphic breaks in the carbonate strata of the carboniferous Chernyshev ridge). *Paleozojskie otlozheniya Severnogo Priuralya* (Paleozoic deposits of Northern Pre-Urals). Leningrad-Moscow: Nauka, 1966, pp. 68–72.
18. Eliseev A. I. *Stratigrafiya karbona gryady Chernysheva* (Carboniferous stratigraphy of the Chernyshev ridge). Moscow-Leningrad: USSR AS, 1963, 174 p.
19. Eliseev A. I. *Formacii zon ogranicheniya severo-vostoka evropejskoj platformy (pozdnij devon i karbon)* (Formations of the restricted zones of the North-East of the European Platform (Late Devonian and Carboniferous)). Leningrad: Nauka, 1978, 203 p.
20. Zhemchugova V. A. *Verhnij paleozoj Pechorskogo bassejna* (Upper Paleozoic of the Pechora Basin). Syktyvkar, 1998.
21. Larionova Z. V., Bogackiy V. I., Dovzhikova E. G., Galkina L. G. Ermakova O. L. et al. *Timano-Pechorskij sedimentacionnyj bassejn* (obyasnitelnaya zapiska k "Atlasu geologicheskikh kart, 2000) (Timan-Pechora sedimentation basin (explanatory note to the Atlas of Geological Maps, 2000)). Ukhta: TP SRC, 2002, 122 p.
22. Migunov L. V., Maydl T. V. *O karstovykh processah v otlozheniyah serpuhovskogo yarusa podnyatiya Chernysheva* (On karst processes in the sediments of the Serpukhov tier of the Chernyshev uplift) *Prirodnye rezervuary Pechorskogo neftegazonosnogo bassejna* (Natural reservoirs of Pechora oil and gas basin). Syktyvkar, 1992, pp. 46–50.
23. Sandula A. N. *Geneticheskie tipy izvestnyakovykh brekchij karbona Pechorskogo Urala* (Genetic types of limestone breccias of the carboniferous of the Pechora Urals). *Doklady Earth Sciences*, V. 385, No.3, 2002, pp. 393–395.
24. Sandula A. N. *Karbonatnye psefitolity kalejdovykh formacij severo-vostochnoj okrainy Evropejskoj platformy* (Carbonate psephitoliths of kalejdovykh formations of the northeastern margin of the European Platform). *Proceedings of conferece*. Syktyvkar: Geoprint, 2010, pp. 158–159.
25. Sandula A. N. *Izvestnyakovye brekchii v kamennougol'nykh otlozheniyah Pechorskogo Urala* (Limestone breccias in carboniferous deposits of the Pechora Urals). Ekaterinburg: UB RAS, 2008, 143 p.
26. Sandula A. N. *Postsedimentacionnye karbonatnye brekchii v kamennougol'nykh otlozheniyah yuzhnoj chasti gryady Chernysheva* (Postsedimentary carbonate breccias in carboniferous deposits of the southern part of the Chernyshev Ridge). *Proceedings of conference*. Kazan: Kazan University, 2019, pp. 417–419.
27. Sandula A. N., Eliseev A. I. *Serpukhovskie izvestnyakovye brekchii gryady Chernysheva (razrezy zapadnogo tipa)* (Serpukhovian limestone breccias of the Chernyshev ridge (sections of the Western type)). *Litogenez i geohimiya osadochnykh formacij* (Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations). No. 4, Syktyvkar, 2002, pp. 46–53.
28. Timonin N. I. *Tektonika gryady Chernysheva (Severnoe Priural'e)* (Tectonics of the Chernyshev ridge (Northern Urals)). Leningrad: Nauka, 1974, 130 p.
29. Yudin V. V. *Variscidy Severnogo Urala* (Variscids of the Northern Urals). Leningrad: Nauka, 1983, 173 p.
30. Philippe Muechez, Thierry De Putter, CarryPeeters, Alain Herbusch, Willy Viaene Comparison of the diagenetic evolution of the lower viséan Belle Roche breccia and the middle viséan Grande Brèche. *Bulleiten de la Societe belge de Geologie*. V. 103 (1–2), 1994, pp. 149–159.

Reference

1. Basov V. A., Vasilenko L. V., Viskunova K. G., Korago E. A., Korchinskaya M. V. et al. *Evoluciya obstanovok osadkonakopleniya Barencevo-Severo-Karskogo paleobassejna v fanerozoie* (Evolution of sedimentation conditions of the Barents-North Kara Paleobasein in the Phanerozoic). *Neftegazovaya geologi-*



УДК: 551.733.33[282.247.42], 552.541; 551.314

DOI: 10.19110/geov.2022.7.3

Происхождение цементоцитов в верхнесилурийских лагунных отложениях Северного Урала

Е. С. Пономаренко

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; esponomarenko@geo.komisc.ru

Отложения верхнесилурийской проксимальной зарифовой лагуны, широко развитые в бассейне р. Илыч, были детально изучены ранее. Одними из удивительных образований в них являются крупные (до 1.0 м в поперечнике) участки с зональными цементоцитами (цементоциты), на происхождение которых имеются различные точки зрения. Образцы цементоцитов, которые были изучены микроскопическим и изотопным методами, имеют сложную морфологию, характеризующуюся чередованием горизонтальных и вертикальных элементов. Внутреннее их строение обусловлено ростом (от стенок к центру) зонального радиально-фиброзного кальцита с тонкими прослоями мелко- и тонкозернистых доломитов. Большинство предлагаемых трактовок (перекристаллизованные строматопороиды, структуры строматактис или каналы метановых источников) были отброшены, так как одна или несколько характеристик цементоцитов противоречили им. Палеокарстовая интерпретация по крайней мере не имеет противоречий по всем трем рассмотренным характеристикам: морфологической, литологической и геохимической. В общих чертах проведена реконструкция формирования палеокарста.

Ключевые слова: верхний силур, цементоциты, палеокарст, изотопия С и О.

Cementstones origin in the Upper Silurian lagoon deposits of the Northern Urals

E. S. Ponomarenko

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

The Upper Silurian proximal lagoon deposits, widely developed in the Ilych River basin, were previously studied in detail. One of the surprising fabrics in them is large (up to 1.0 m in diameter) areas with zonal cements (cementstones), there are different points of view on their origin. The samples of these cementstones investigated by microscopic and isotopic methods, have a complex morphology characterized by horizontal and vertical element alterations. This internal texture is conditioned by centripetal zonal radial-fibrous calcite growth with thin layers of fine-grained dolomites. Most of the proposed interpretations (recrystallized stromatopores, stromatactis fabric, or methane spring canals) were rejected because one or more cementstone features contradicted them. The paleocarst interpretation at least has no contradictions in all three characteristics considered: morphological, lithological, and geochemical. The $\delta^{13}\text{C}$ values of cementstones (and the host rocks at the boundary with them) vary within 0.9–1.95 ‰ (PDB), while the $\delta^{18}\text{O}$ values have narrower variations (25.51–25.88 ‰ SMOW in one case and 25.11–25.48 ‰ SMOW in the other case). In addition, these $\delta^{18}\text{O}$ values are higher than those in the host rocks.

Keywords: Upper Silurian, cementstones, paleocarst, C and O isotopes.

Введение

Отложения проксимальной позднесилурийской зарифовой лагуны широко развиты в бассейне р. Илыч, где образуют полосу около 10 км шириной (рис. 1). Краткие данные об их составе, строении и условиях образования были представлены ранее [1, 2, 4]. Одним из удивительных образований в строении этих толщ являются крупные (до 1.0 м) участки с зональными цементоцитами (цементоциты), вскрытые в обн. 109 (рис. 1), о генезисе которых исследователями высказывались

разные мнения. Так, например, В. А. Варсанюфьева [3, с. 63–64] писала: «... в верхних частях толщи появляется характерная структура, которую мы назвали “псевдостроматопоровой”. В известняках, характеризующихся такой структурой, можно различить участки различной величины и формы, охваченные более или менее широкой каймой сероватого цвета. Кайма складывается из однообразно ориентированных шестоватых кристаллов кальцита, расположенных параллельно друг другу и перпендикулярно краю полос. Кроме того, в такой

Для цитирования: Пономаренко Е. С. Происхождение цементоцитов в верхнесилурийских лагунных отложениях Северного Урала // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 20–31. DOI: 10.19110/geov.2022.7.3.

For citation: Ponomarenko E. S. Cementstones origin in the Upper Silurian lagoon deposits of the Northern Urals. Vestnik of Geosciences, 2022, 7(331), pp. 20–31, doi: 10.19110/geov.2022.7.3.

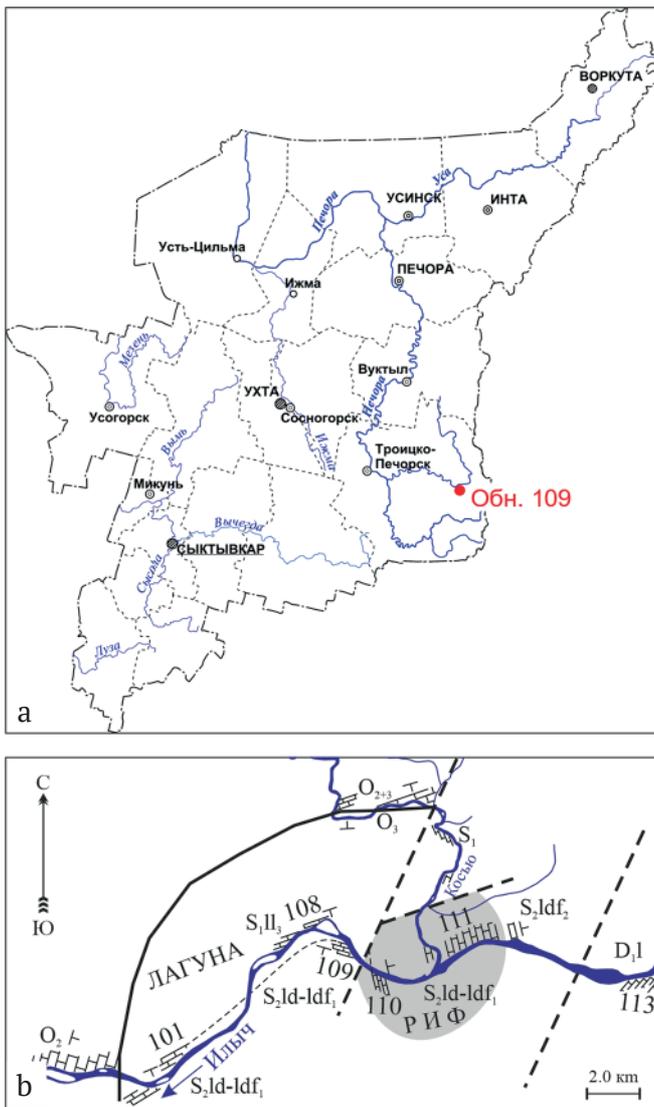


Рис. 1. Расположение изученных разрезов: а — географическое расположение района на р. Илыч; б — схематическая карта расположения обн. 109

Fig. 1. Location of the studied section: а — geographical location of the area on the Ilych River; б — schematic map of the location of the outcrop 109

кайме часто наблюдается тонкая продольная полосчатость. Это придает полосам сходство со структурой перекристаллизованных колоний строматопор, за которые их первоначально и принимали. Изучение многочисленных шлифов В. Н. Рябининым обнаружило такую сильную перекристаллизацию, при которой трудно решить вопрос о том, образовались ли эти структуры по каким-либо органическим остаткам и не были ли такими остатками строматопоры. Такая возможность не исключена...». А. И. Антошкина [1, 2] относила их к строматактисам, а саму толщу, вскрытую в этом обнажении, — к иловому холму. Позднее происхождение пород, вскрытых в обн. 109, было пересмотрено [4] и они были переинтерпретированы как образования ближней зарифовой лагуны, а участки цементолитов были предположительно отнесены к заполнениям палеокарста.

Цель настоящей работы — представить детальную литологическую и изотопную характеристику участ-

ков цементолитов в верхнесилурийских зарифовых отложениях, а также рассмотреть различные варианты их образования.

Материал и методы

Материалом для работы послужили два образца цементолитов из обн. 109 на р. Илыч (детальное описание разреза дано в работе [4]). Из образцов были сделаны шлифы, изучавшиеся под поляризационным микроскопом ЛОМО ПОЛАМ РР-1. Из различных частей образцов ручной микродрелью Skil высверливались порошки для анализа изотопов углерода и кислорода (13 шт.; табл. 1). Диаметр высверленных участков составлял 1.0–1.5 мм. Для изотопного анализа использовался метод проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия) с системой подготовки и ввода проб GasBench II, соединенной с масс-спектрометром DELTA V Advantage (аналитик И. В. Смолева). Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ — стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения оставляет $\pm 0.15\%$. Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» ИГ Коми НЦ УрО РАН.

Результаты

Цементолиты встречаются в разрезе верхнесилурийских зарифовых отложений на нескольких уровнях [4]. Два из этих уровней были изучены детально (рис. 2).

Морфология цементолитов может быть достаточно сложной (рис. 3). В общих чертах можно выделить два основных элемента: горизонтальные и вертикальные, которые, сочетаясь, могут создавать сложные конфигурации (рис. 3, а–d). Самые простые формы в целом имеют удлинение вдоль поверхностей напластования (горизонтальные), иногда совпадая с границами плитчатых отдельностей вмещающих известняков. Более сложные формы характеризуются наличием нескольких уровней горизонтально удлиненных элементов, соединенных вертикальными «перемычками».

Цементолиты, как уже упоминалось [4], сложены зональным радиально-фибровым кальцитом (рис. 3; 4, а, е; 5, с, d). Зональность подчеркивается тонкими прослоями мелко- и тонкозернистых доломитов. Здесь важно также отметить, что в зональной последовательности наблюдаются несогласия, выраженные в виде неправильных (волнистых или карманообразных) границ между двумя разными зонами (рис. 5, с), или угловые несогласия, хорошо проявляемые при обрисовке зональности (рис. 3, b, d). Однако в общем границы зон ровные и гладкие. Рост кристаллов происходил от краевых областей цементолитов к их центру.

Вмещающие породы на границе с цементолитами имеют некоторые особенности. Так, например, в некоторых случаях отмечается срезание осадочных зерен (рис. 4, е). Кроме того, в слое 6 (рис. 2) осадочные зерна цементируются кальцитом со специфическим волнистым погасанием. Причем на промежутке от границы с цементолитами на глубину до 3 мм во вмеща-

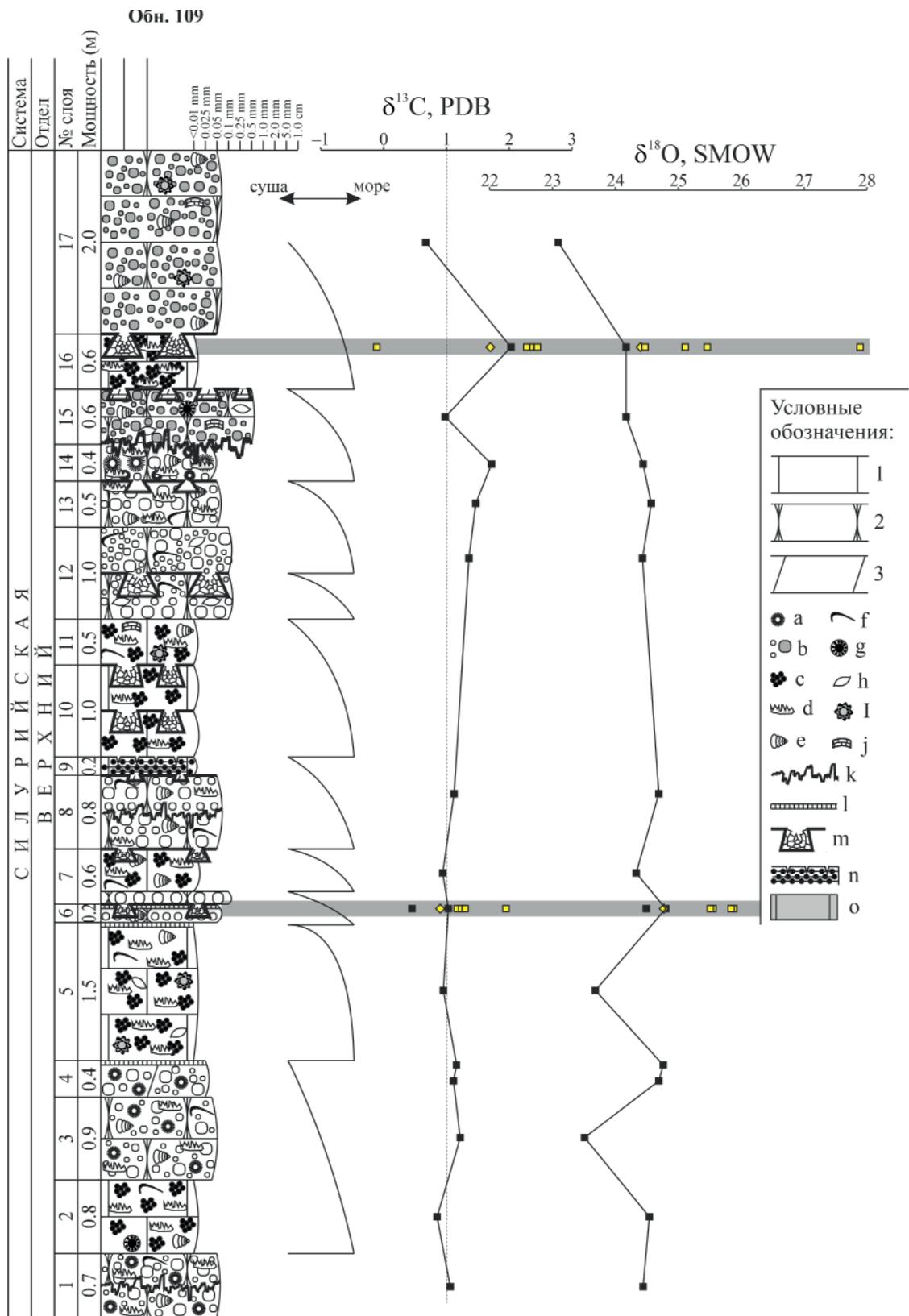


Рис. 2. Литологическая колонка верхнесилурийских отложений в обн. 109 на р. Илыч. Черные квадраты в изотопной кривой — данные для вмещающих пород; желтые квадраты — цементолиты; желтые ромбы — доломит. Условные обозначения: 1 — известняки, 2 — известняковые песчаники, 3 — доломиты; a — ооиды, b — обломки известняков (закрашенные серым — с рифовым дебрисом), c — сгустки, d — фенестры, e — раковины гастропод, f — створки брахиопод, g — дазикладовые водоросли, h — раковины остракод, i — онколиты, j — колонии строматопоройдей, k — стилолитовые швы, l — кристификационные корки, m — цементолиты, n — микробиальные ламиниты, o — пелитоморфный кальцит

Fig. 2. Lithological column of the Upper Silurian deposits in outcrop 19 on the Ilych River. Black squares in the isotope curve are data for host rocks, yellow square — cementstones, yellow diamonds — dolomite. Symbols, 1 — limestones, 2 — lime sandstones, 3 — dolostones; a — ooids, b — limestone clasts (shared in gray — with reef debris), c — clots, d — fenestrae, e — gastropod shells, f — brachiopod valves, g — dasyclade algae, h — ostracode shells, i — oncoids, j — stromatoporoid colonies, k — stylonolites, l — coniatolites, m — cementstones, n — microbial laminites, o — micrites

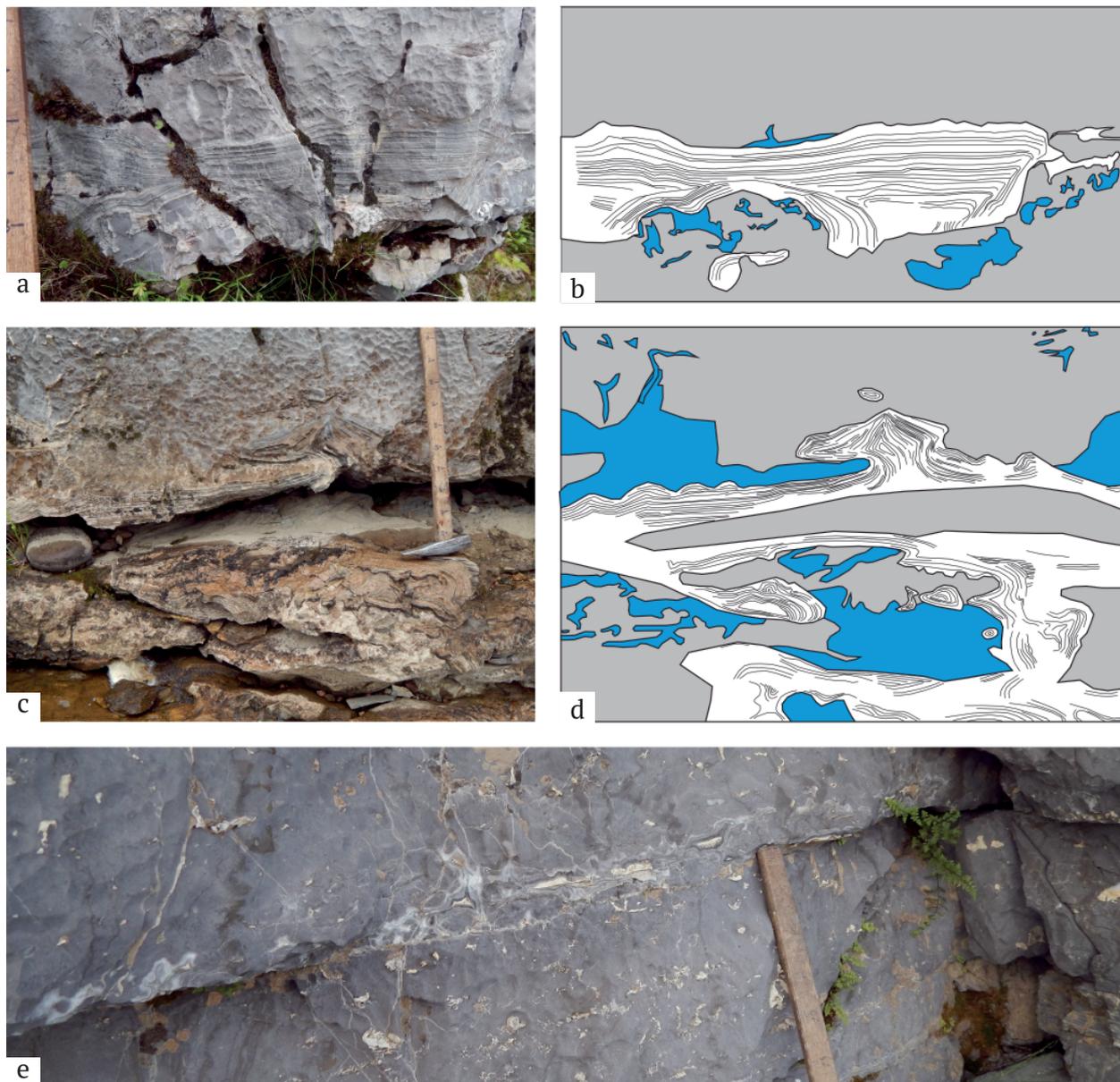


Рис. 3. Морфология цементолитов в верхнесилурийских породах разреза обн. 109 на р. Илыч: а — крупный цементолит, сложенный зональным кальцитом (полевое фото, слой 16); б — то же, что и а. Зарисовка по фотографии, чтобы подчеркнуть распространение основных типов пород (серое — вмещающие известняки; голубое — вторичная доломитизация) и характер стратиграфии зональности кальцита; с — цементолит сложной морфологии (полевое фото, слой 16); д — то же, что и с. Зарисовка по фотографии, чтобы подчеркнуть распространение основных типов пород (серое — вмещающие известняки; голубое — вторичная доломитизация) и характер стратиграфии зональности кальцита; е — цементолит, развитый вдоль поверхности напластования известняков (полевое фото, слой 10)

Fig 3. Morphology of cementstones in the Upper Silurian rocks of the outcrop-109 section on the Ilych River: a — large cementstone composed of zoned calcite (field photo, layer 16); b — same as a. Sketching from photograph to emphasize the main rock types distribution (gray — host limestones; blue — secondary dolostones) and stratigraphy of calcite zoning; c — cementstone of complex morphology (field photo, layer 16); d — same as c. Sketching from a photograph to emphasize the main rock types distribution (gray — host limestones; blue — secondary dolostones) and the stratigraphy of calcite zoning; e — cementstone developed along the limestone bedding surface (field photo, layer 10)

ющую породу кристаллы кальцита в основном столбчатые, а в интервале 3–8 мм кальцит с волнистым погасанием имеет столбчатую и изометричную формы кристаллов (рис. 4, d). Последняя форма, впрочем, может быть просто поперечным сечением этих столбчатых кристаллов. В интервале 8–30 мм от границы с цементолитами вокруг осадочных зерен развиты корки, состоящие из кальцита типа «собачьи зубы» с более поздним друзовым спаритовым цементом (рис. 4, с). Первый из них также имеет волнистое погасание, тогда как второй тип показывает прямое погасание кри-

сталлов, что характерно для остальной части вмещающих пород. Непосредственно на границе с вмещающими породами также развита тонкая (0.10–0.15 мм) оторочка из кальцита с волокнистым погасанием, на которой в дальнейшем начинается рост радиально-фибрового кальцита цементолитов (рис. 4, е).

В цементолитах слоя 16 (рис. 2) мы видим несколько иную картину. Здесь вокруг осадочных зерен цементацию кальцитом с волнистым погасанием практически не наблюдается; зерна сцементированы более крупным (0.25–0.40 мм) блоковым спаритовым

Таблица 1. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ цементолитов и вмещающих пород в обн. 109 р. Илыч, Северный Урал (места отбора проб см. рис. 4, а и рис. 5, а, d)

Table 1. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of cementstones and host rock in the outcrop 109, Ilych River, Northern Urals (for the sampling location see fig. 4, a and fig. 5, a, d)

№ слоя Bed No.	№ обр. Sample No.	Характеристика Characteristics	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
СЛОЙ 6 BED 6	П-Ил109/6	Вмещающая порода Host rock	1.03	24.49
	П-Ил109/6-1	Доломит из цементолита Dolomite from cementstone	0.45	24.89
	П-Ил109/6-2	Радиально-фибровый кальцит Radial-fibrous calcite	1.95	25.51
	П-Ил109/6-3	Радиально-фибровый кальцит Radial-fibrous calcite	1.30	25.55
	П-Ил109/6-4	Вмещающая порода, зона 0–3 мм Host rock, 0–3 mm from cementstone	1.24	25.85
	П-Ил109/6-5	Вмещающая порода, зона 3–8 мм Host rock, 3–8 mm from cementstone	1.17	25.88
	П-Ил109/6-6	Вмещающая порода, зона 8 мм – 3 см Host rock, 8 mm – 3 cm from cementstone	0.9	24.77
СЛОЙ 16 BED 16	П-Ил109/16	Вмещающая порода Host rock	2.03	24.17
	П-Ил109/16d	Участки доломитизации Dolomitization areas	1.7	24.40
	П-Ил109/16b	Радиально-фибровый кальцит Radial-fibrous calcite	2.28	25.11
	П-Ил109/16c	Радиально-фибровый кальцит Radial-fibrous calcite	2.34	25.46
	П-Ил109/17-1	Кальцит на стенке Calcite on the wall	-0.11	24.47
	П-Ил109/17-2	Кальцитовый «силт» Calcite silt	2.45	27.89

кальцитом (рис. 5, с, d). На границе цементолитов и вмещающей породы также имеется зона неравной толщины (0.1–0.5 мм), сложенная очень тонкозернистым (0.01–0.05 мм) кальцитом (рис. 5, d).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4, b и 5, b) цементолитов показывают одну интересную закономерность, а именно более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. Если для вмещающих пород этого разреза характерны значения $\delta^{18}\text{O}$ в основном 24.0...24.5 ‰ (вариации — от 23.5 до 24.8 ‰) [4], то для цементолитов $\delta^{18}\text{O} > 25$ ‰ (табл. 1). Важно отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ радиально-фибровых кальцитов в цементолитах и на границах с ними вмещающих известняков почти одинаковые (25.51...25.88 ‰; табл. 1). Однако внутри вмещающей породы, на удалении от границы с цементолитом, где появляются уже друзовые спаритовые цементы, характерные для вмещающих пород, изотопные значения $\delta^{18}\text{O}$ смещаются в диапазон значений 24.77 ‰, в целом для них характерный [4; табл. 1]. Изотопный состав углерода в разных частях изученных образований варьирует в большем диапазоне (0.90...1.95 ‰), при значениях $\delta^{13}\text{C}$ вмещающей породы 1.03 ‰.

Обсуждение

Как упоминалось выше, эти цементолиты разными исследователями относились к возможным перекристаллизованным строматопороидеям [3], строматтактисам [1, 2] или палеокарсту [4]. Кроме того, они имеют определенное сходство с каналами подводных

метановых источников [15]. В этом разделе будут обсуждаться данные интерпретации.

Цементолиты как перекристаллизованные строматопороидеи. Действительно, при диа- и эпигенезе ценостеумы строматопороидей могут претерпевать сильные изменения [16], вплоть до формирования структур, напоминающих изученные здесь образования. Как правило, кальцит, замещающий ценостеумы строматопороидей, отражает направление их роста (то есть снизу вверх). Однако рост радиально-фибровых кристаллов цементолитов в обн. 109 происходил от их границ с вмещающими породами к центру. Это, с одной стороны, не поддерживает предположение о происхождении изученных образований как перекристаллизованных строматопороидей. С другой стороны, озвученный факт четко свидетельствует о том, что цементолиты представляют собой продукт заполнения бывших пустот.

Цементолиты как строматтактисы. Строматтактисы — это один из типов фенестрового строения (fenestral fabric) — текстур заполнения пустот, характеризующихся удлинённой формой, неправильным потолком и плоским основанием. Большинство исследователей сейчас соглашаются с тем, что название «строматтактис» может относиться к заполненным спаритом образованиям, которые включены в микритовые известняки и формируются при направленной от стенок полостей к их центру цементацией радиально-фибровыми цементами [10]. Плоское дно, как правило, является результатом осаждения микрозернистых

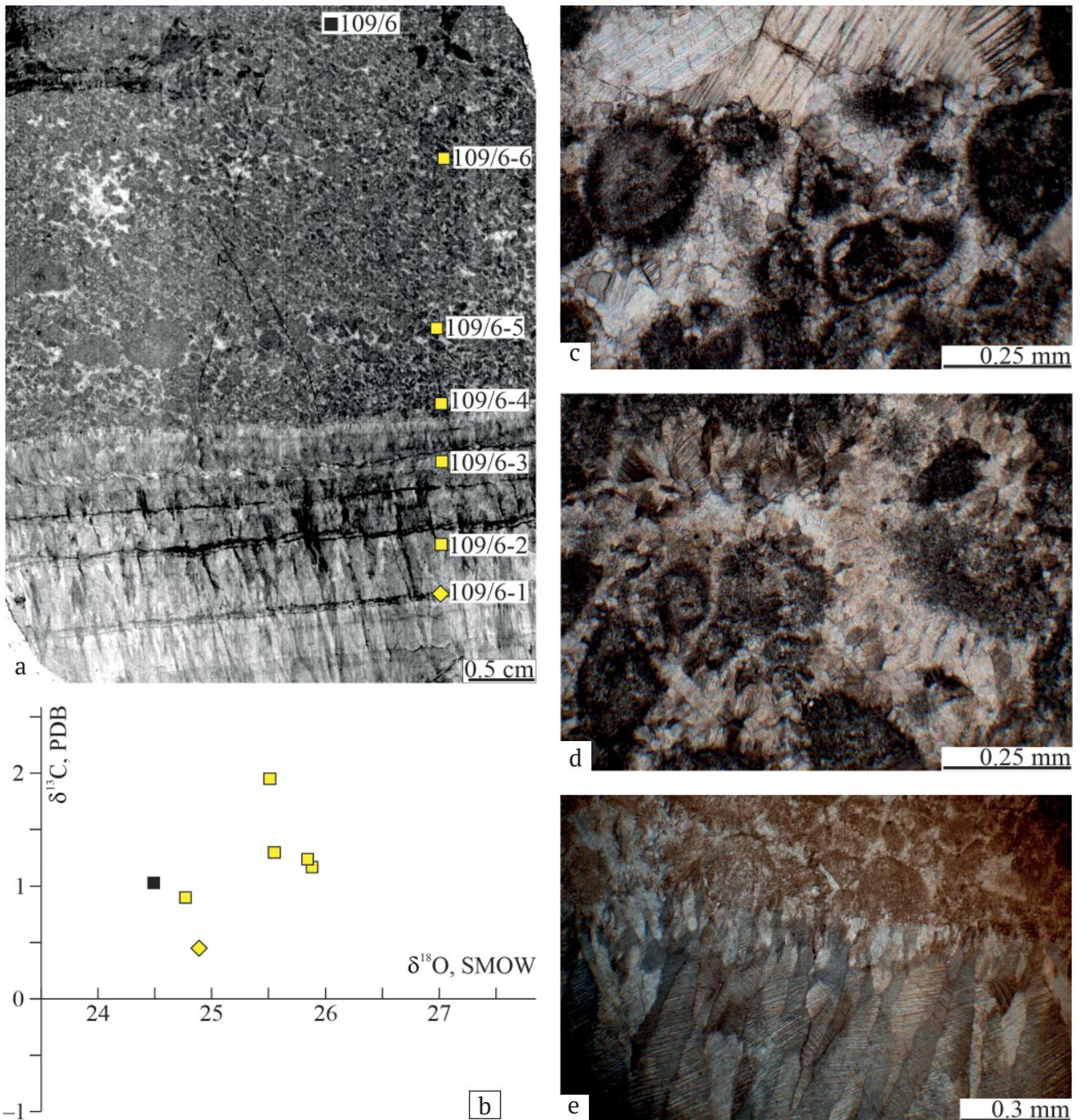


Рис. 4. Особенности цементолита, слой 6: а – взаимоотношение цементолита и вмещающей породы. Цифры обозначают места отбора проб на изотопный анализ. Шлиф П-Ил109/6-2015; б – график значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ цементолита. Черный квадрат – вмещающая порода, желтые квадраты – цементолит и вмещающая порода на границе с ней, желтый ромб – доломит из цементолита; с – вмещающая порода на глубине 0.8–3.0 см от границы с цементолитом. Отмечается цементация «гранулярным» («собачьи зубы») вокруг зерен и друзовым (межзерновое пространство) кальцитами. Шлиф П-Ил109/6-2015; д – вмещающая порода на глубине 3.0–8.0 мм от границы с цементолитом. Цементом служат крустификационный (фасцикулярно-оптический?) и «гранулярный» кальциты. Шлиф П-Ил109/6-2015; е – граница цементолита и вмещающей породы. Отмечается усечение осадочных зерен во вмещающей породе. Они цементированы исключительно фасцикулярно-оптическим кальцитом. Сам цементолит сложен радиально-фибровым кальцитом. Шлиф П-Ил109/6-2015

Fig 4. The cementstone features, layer 6: a – relationship between cementstone and host rock. The numbers indicate the sampling sites for isotopic analysis. Thin section P-II109/6-2015; b – plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of cementstone. Black square – host rock; yellow squares – cementstones and host rock on the border with it; yellow diamonds – dolomite from cementstone; c – wall rock at a depth of 0.8–3.0 cm from the interface with cementstone. Cementation is noted with «granular» («dog teeth») around the grains, and with druse (intergranular space) calcite. Thin section P-II109/6-2015; d – wall rock at a depth of 3.0 to 8.0 mm from the boundary with the cementstone. Crustifying (fascicular-optical?) and «granular» calcite serve as cement. Thin section P-II109/6-2015; e – boundary between cementstone and host rock. There is a truncation of sedimentary grains in the host rock. They are cemented exclusively by fascicular-optical calcite. The cementstone itself is composed of radial-fibrous calcite. Thin section P-II109/6-2015

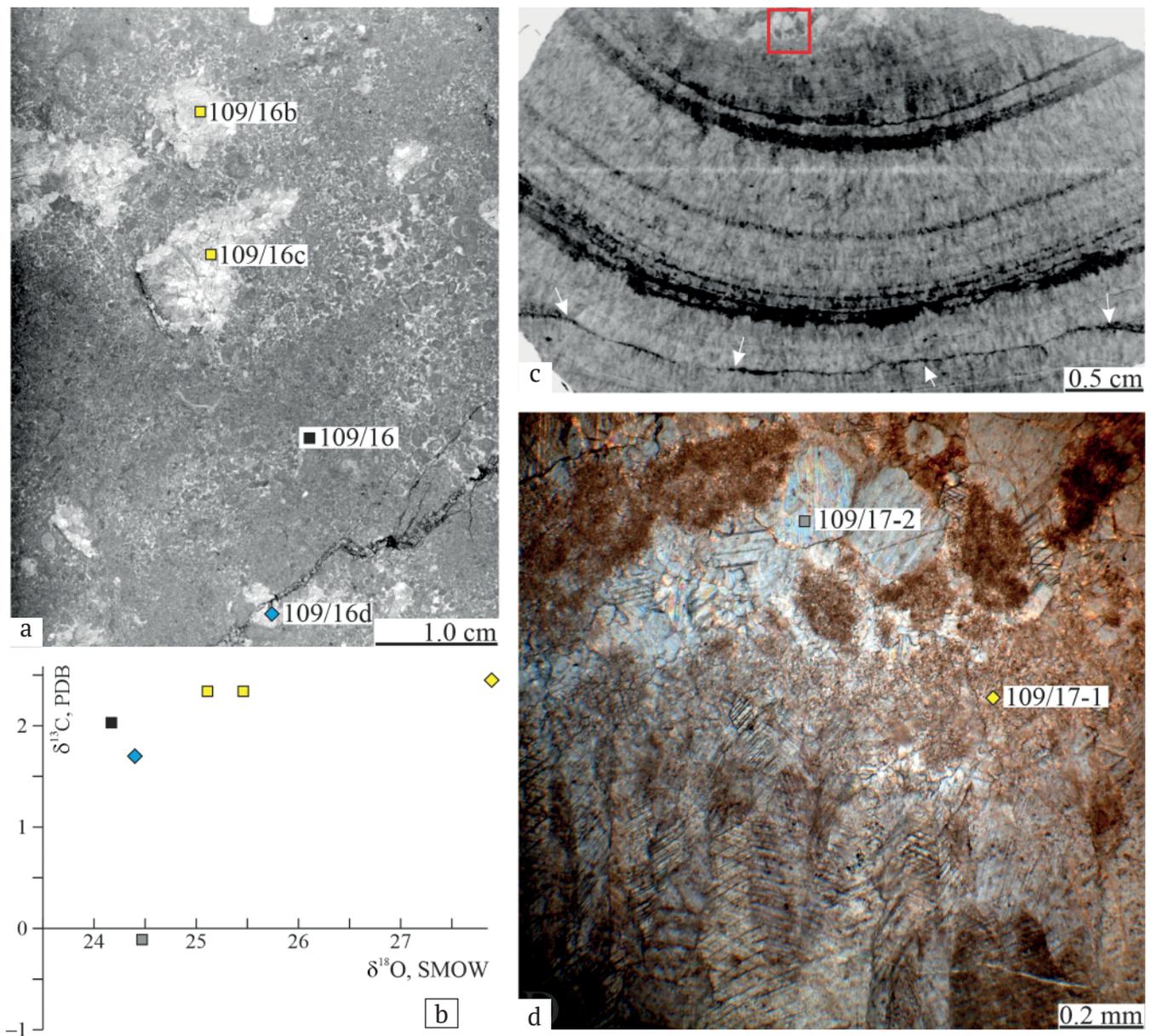


Рис. 5. Особенности цементолитов, слой 16: а – известняковый песчаник с мелкими участками цементолитов, сложенными радиаксиально-фибровым кальцитом. Значки с цифровыми обозначениями – точки отбора проб на изотопный анализ. Шлиф П-Ил109/16-2015; б – график значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ цементолитов и вмещающих пород в слое 16. Черный квадрат – вмещающая порода; голубой ромб – пятна доломитизации; желтые квадраты – цементолиты; серый квадрат – перекристаллизованная порода на границе с цементолитом; желтый ромб – кальцитовый сilt на границе растворенной породы и цементолита; в – зональный цементолит. Белые стрелки показывают несогласную границу двух кальцитовых зон, указывающих на событие эрозии/растворения. Красный квадрат – участок шлифа, изображенный на д. Шлиф П-Ил109/17-2015. д – граница перекристаллизованной / частично растворенной вмещающей породы и цементолита. Значки с цифровыми обозначениями – точки отбора проб на изотопный анализ. Шлиф П-Ил109/17-2015

Fig. 5. The cementstone features, layer 16: a – lime sandstone with small areas of cementstones composed of radial-fibrous calcite. Icons with numerical designations – sampling points for isotopic analysis. Thin section P-II109/16-2015; b – plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values for cementstones and host rocks in layer 16. Black square is the host rock; blue diamonds – spots of dolostones; yellow squares – cementstones; gray square – recrystallized rock at the boundary with cementstone; yellow diamonds – calcite silt at the boundary of dissolved rock and cementstone; c – zonal cementstone. White arrows show a discordant boundary between two calcite zones indicating an erosion/dissolution event. The red square is the section of the section shown in d. Thin section P-II109/17-2015; d – boundary of recrystallized / partially dissolved wall rock and cementstone. Icons with numerical designations – sampling points for isotope analysis. Thin section P-II109/17-2015



внутренних осадков. Строматактисы впервые были описаны в нижнекаменноугольных отложениях Бельгии и являются одним из диагностических признаков иловых холмов [10, 23]. В настоящее время приняты две модели их образования: модель губок (за счет разложения мягких тканей губок и последующей внутренней эрозии [6]) и микробиальная модель [9, 20].

Единственное сходство изученных в обн. 109 цементолитов со строматактисами — это цементация от стенок полости к её центру. В остальном цементолиты не имеют плоского основания, обусловленного наличием внутренних осадков (рис. 4, с, d). Кроме того, изученный разрез содержит большое количество обломочных известняков [4] и никоим образом не напоминает по своему строению иловые холмы. Поэтому строматактисовое происхождение данных цементолитов также не находит подтверждения.

Цементолиты как каналы метановых источников. Морфологически описанные здесь образования имеют определенное сходство с каналами метановых источников, показанных на примере верхнемеловых Тепи Бьюттс (Терее Buttes) [15]. Кроме того, в пользу этого предположения говорят такие элементы, как развитие зональных цементов, нахождение глобулярных цементов (кальцит с волнистым погасанием) и проявления гигантизма у фаунистических остатков, связанных с метановыми источниками (некоторые раковины гастропод в обн. 109 превышают 10 см). Однако отложения, образованные под влиянием метановых высачиваний, имеют очень низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, достигающие $-40...-45\%$ (например, 15, 18, 19, 22). Изотопные значения $\delta^{13}\text{C}$ цементолитов ($\delta^{13}\text{C} > 0\%$; табл. 1) не поддерживают такую интерпретацию.

Цементолиты как палеокарст. Как показано выше, цементолиты имеют в своем строении отдельные элементы, характерные для различных образований совершенно разного генезиса. Однако в каждом из них имелись особенности, противоречащие тем или иным трактовкам. Палеокарстовая интерпретация по крайней мере не имеет противоречий по всем трем рассмотренным характеристикам: морфологической, литологической и геохимической. Поэтому в этом разделе цементолиты будут рассмотрены с позиций развития карста.

1. *Сложная морфология* цементолитов может быть связана с эволюцией пустот в изменяющихся условиях (многофазные системы пустот [11]). Так, например, идеальное поперечное сечение фреатических каверн округлое (форма минимального трения). В изученном обнажении такие элементы морфологии цементолитов заметны на рис. 3, b и d. Кроме того, для поперечных разрезов фреатических форм пустот [11] характерно удлинение вдоль трещин, причем часто проводящими каналами могут быть поверхности напластования пород, как это ясно видно на рис. 3, e. В случаях, когда полости покидают фреатическую зону (вследствие изменения уровня грунтовых вод) и попадают в вадозную зону, меняется и конфигурация гидрологических потоков. В этом случае важным направлением движения вод вследствие силы гравитации становится вертикальное. Поэтому часто поперечные сечения вадозных форм карста представляют собой траншеи или колодцы. В случаях, когда вадозный дренаж наследует фреатические проходы, получают Т-образные

проходы или проходы в виде замочной скважины [11]. Сходные элементы морфологии изученных цементолитов заметны на рис. 3, a и b. С этих позиций на рис. 3, c и d (нижняя правая часть) вертикальная «перемычка» может быть интерпретирована как вадозное растворение и эрозия вмещающей породы и соединение двух бывших уровней фреатического палеокарста. Более гладкие очертания горизонтальных элементов в морфологии цементолитов (интерпретируемых как фреатические по происхождению), которые ассоциируются с наложенным вадозным карстованием, можно связать (вслед за [11]) с более высокой скоростью вадозных потоков. В целом морфологически изученные цементолиты похожи на палеокарст из эдиакарской свиты Dengying Южного Китая [7].

2. *Цементы*, как упоминалось выше, представлены зональным радиально-фибровым кальцитом, включающими тонкие зоны, сложенные доломитом. Форма кальцита называемого ещё столбчатым (columnar) или палисадным (palisade) кальцитом, является обычной для спелеотем [11, 12, 21]. Гладкие поверхности кальцитовых корок и рост от стенок к центру свидетельствуют в данном случае об осаждении карбоната в пленке воды на стенках палеопустот [12, 14], что характерно, в частности, для вадозных сред. Кальцит-доломитовую зональность можно объяснить двумя способами: 1) осаждение кальцита приводит к уменьшению содержания Ca^{2+} в растворе. При неизменных концентрациях Mg^{2+} этот раствор становится пересыщенным по отношению к доломиту, что соответственно приводит к его садке [12]; 2) подсыхание пленки воды будет приводить к остановке роста кальцитов и вторичной доломитизации их поверхности. В любом случае важно отметить, что в последовательности зонального роста цементов ясно видны несогласия (рис. 3, b, d; рис. 5, c), которые свидетельствуют о перерывах в осаждении, связанных, по всей видимости, с событиями растворения и/или эрозии.

3. *Кальцит на границе с вмещающими породами.* Кроме срезания осадочных зерен (рис. 4, e), что является одним из диагностических признаков наличия в этом разрезе палеокарста [4], интересными оказываются цементы.

Характерное волнистое погасание, возможно, указывает на первично арагонитовую минералогию кальцита [10, 21]. Вместе с изопохитовыми корками они указывают на цементацию в морской фреатической зоне [10, 14]. В то же время они напоминают так называемые глобулярные (botryoidal) цементы [10], но отличаются от них отсутствием характерной формы. Важно отметить, что эти фреатические цементы находятся вокруг цементолитов, но не являются их частью. Скорее всего, это связано с дискретностью проявления разных этапов цементации. Здесь, вероятно, важно упомянуть об исследованиях диагенеза на острове Андрос [25], где среди прочего была описана цементация осадков в самой верхней части фреатической зоны. Она связана с тем, что вадозная зона на о-ве Андрос имеет малую мощность (до 0.8 м) и процессы эвапотранспирации, таким образом, затрагивают и верхнюю часть фреатической зоны. Это приводит к испарению вод на поверхности последней, резкому их пересыщению карбонатом кальция и, как следствие, к цементации.

В слое 16 мы видим несколько иную картину. Здесь вокруг остатков осадочных зерен на границе с цементолитами нет цементации агрегатами кальцита с волнистым погасанием; зерна цементированы более крупным спаритовым кальцитом (размеры зерен 0.25–0.4 мм), который напоминает блоковый кальцитовый цемент, характерный для метеорных (фреатических и вадозных) сред, и осаждаются после растворения арагонитовых цемента и/или рекристаллизации более мелких зерен [10]. На границе «рекристаллизованной» вмещающей породы и цементолитов из радиально-фибрового кальцита есть зона неравной толщины (от 0.1 до 0.5 мм), сложенная очень тонкозернистым кальцитом (0.01–0.05 мм), или «кальцитовым микритом» (рис. 5, d). Эта зона, вероятно, также имеет вадозное происхождение, так как микрокристаллический кальцит упоминается как один из типов вадозных цемента [10]. По данным [12], субмикроскопические кальциты являются обычными компонентами натечных и омываемых брызгами воды образований современных пещер.

4. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Некоторый разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ в изученных цементолитах является, по всей видимости, результатом смещения метеорных вод (с облегченным изотопным составом) и растворяемых карбонатов (с тяжелым изотопным составом). Это обычная особенность новообразованных в вадозной зоне карбонатов [12, 13, 17, 24].

Другой вопрос — причина разницы значений $\delta^{18}\text{O}$ (в некоторых случаях на 1 ‰) цементолитов и вмещающих их пород. В современных осадках такая разница часто объясняется разной минералогией карбонатов. Так, например, значения $\delta^{18}\text{O}$ арагонита обычно на ~1 ‰ больше значений низкомагнезиальных кальцитов [24]. Однако на примере древних карбонатов к такой интерпретации следует относиться с большой осторожностью, так как преобразование арагонита в низкомагнезиальный кальцит обычно происходит через растворение первого с осаждением второго в виде цемента [10, 14]. Даже если кальцит с волнистым погасанием был первично арагонитовым и каким-то образом сохранил свои изотопные сигнатуры через все постседиментационные преобразования, то разница $\delta^{18}\text{O}$ между ними и радиально-фибровыми кальцитами цементолитов (которые, согласно [21], имеют первично-низкомагнезиальный состав) составляет не более 0.3 ‰ (см. табл. 1), что делает такую интерпретацию маловероятной.

Одним из самых главных факторов фракционирования изотопов, меняющих отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, является температура. В этом случае цементолиты формировались при температурах на 2–4 °C ниже, чем температуры формирования вмещающих пород. Теоретически такое возможно. Интерпретация осаждения радиально-фибровых кальцитов цементолитов в пленке воды на стенках палеопустот (см. выше) означает, что формирование цементолитов происходило во время перерывов в осадконакоплении, связанных с падениями уровня моря. Так, например, западнее, в обн. 101 (рис. 1), микробильные ламиниты с трещинами усыхания, также являющиеся индикатором регрессии, имеют значения $\delta^{18}\text{O} = 25.26$ ‰ [4]. Кроме того, известен факт, что происходит улавливание ^{16}O в континентальных ледниковых массах, что приводит к сдвигу

отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в Мировом океане. В этом случае утяжеляется изотопный состав кислорода дождей [5, 8], являющихся одним из важных источников кислорода в карбонатах спелеотем [17]. Однако решение вопроса, связаны ли эти незначительные колебания уровня моря с вековыми колебаниями климата и могли ли они быть настолько сильными (по данным [8], $\delta^{18}\text{O}$ морской воды увеличивается на 0.11 ‰ на каждые 10 м отступающего уровня моря во время наступления ледников), выходит далеко за рамки настоящей работы. Кроме того, испарение на суше могло удалять более легкие изотопы кислорода, а оставшийся рассол будет иметь более тяжелый изотопный состав кислорода. Этот сценарий мог быть связан с образованием каличеподобных известняков [4], известных в отложениях верхнесилурийской зарифовой лагуны. Однако они не имеют таких высоких значений $\delta^{18}\text{O}$.

Таким образом, вариации $\delta^{13}\text{C}$, по всей видимости, являются отражением смешения метеорных вод с облегченным изотопным составом углерода и растворяемых карбонатов с тяжелым изотопным составом. Значения $\delta^{18}\text{O}$, скорее всего, были связаны с температурным фактором. Однако сценарии реализации этого фактора могут быть столь разными, что на настоящем этапе исследований у нас не хватает данных, чтобы определить, какой именно из них являлся решающим. В любом случае, утяжеление $\delta^{18}\text{O}$ скорее соответствует падениям (по крайней мере, некоторым) относительного уровня моря, так как похожие значения $\delta^{18}\text{O}$ регистрируются и в некоторых микробильных ламинитах с трещинами усыхания в других обнажениях.

История формирования и развития палеокарста в позднесилурийской зарифовой лагуне

Реконструкция истории палеокарста в общих чертах показана на рис. 6.

Основные черты формирования осадочных последовательностей в проксимальной зарифовой лагуне (рис. 6, а), по которым развивался палеокарст, были уже рассмотрены ранее [4]. Лагуна представляла собой осадочную систему сложного строения, характеризующуюся мозаичным распределением фаций, в составе которых выделяются области островного мелководья, разделенные участками со спокойным гидродинамическим режимом. В последних формировались ступковидные карбонаты. Область островного мелководья характеризовалась широким распространением известняковых песков, с которыми, как правило, ассоциируются изученные цементолиты.

Падение относительного уровня моря привело к субаэральному воздействию на сформировавшиеся осадки (рис. 6, b). Вероятная быстрая цементация привела к диагенетическому «созреванию» осадка и превращению его в породу, что сформировало области, которые могли легко растворяться (рис. 4, d, e). Во время дождей пресные воды просачивались сквозь пронизываемый осадок и быстро достигали поверхности фреатической зоны, уменьшая насыщение грунтовых вод к карбонатным минералам. Это приводило к развитию первичного и ещё слабого подземного карста, следы которого мы можем наблюдать в слое 10 (рис. 3, e).

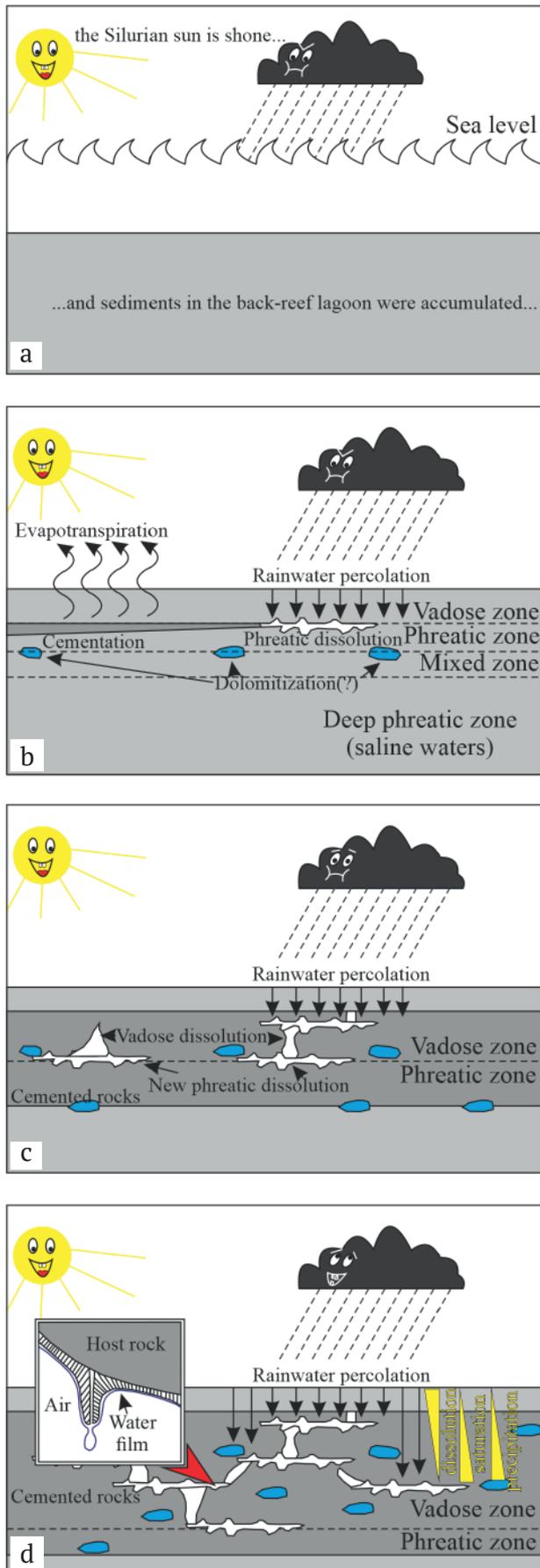


Рис. 6. Реконструкция общих черт эволюции палеокарста в позднесилурийской зарифовой лагуне

Fig. 6. Reconstruction of the general features of the paleokarst evolution in the Late Silurian backreef lagoon

По всей видимости, все эти процессы также ассоциировались с доломитизацией, так как пятнистая доломитизация в целом также совпадает с уровнями палеокарстования.

По мере продолжающегося падения относительного уровня моря формируются новые границы раздела сред (вадозной и фреатической зон), что приводит к развитию новых карстующихся уровней (рис. 6, с). В то же время увеличение мощности вадозной зоны расширяет путь просачивающихся пресных и не насыщенных к карбонатам кальция вод и, следовательно, приводит к большим масштабам вадозного растворения. Так как осадки уже были в достаточной степени сцементированы, вадозные воды использовали для стока «покинутые» фреатическими водами карстовые элементы, с одной стороны расширяя их, а с другой создавая вертикальные каналы вадозного карста, соединяющие различные уровни фреатического карста [11].

Постепенное увеличение мощности вадозной зоны приводило к продолжающемуся растворению осадков и пород не насыщенными в отношении карбонатов пресными водами в верхней её части. Но по мере проникновения этих вод в карбонатную толщу происходило насыщение и пересыщение их карбонатом кальция. Дегазация CO_2 пленки воды на стенах палеокарста (рис. 6, d) приводила к осаждению зональных кальцитов, постепенно залечивавших палеополости. Эти новообразованные кальциты имеют хотя и повышенные, но в то же время достаточно однообразные значения $\delta^{18}\text{O}$. Важно отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ ранних фреатических цементов и спелеотем достаточно сходны, что свидетельствует о незначительном временном лаге между осаждением первых и вторых, при условии, что между этими событиями происходило ещё и растворение.

Несогласное залегание некоторых кальцитовых корок спелеотем друг на друге свидетельствует о том, что осаждение иногда сменялось растворением/эрозией и обратно. Это говорит о том, что этапы, по крайней мере развития карста (рис. 6, с, d), могли как сменять друг друга, так и, возможно, протекать одновременно. К сожалению, чтобы попытаться рассчитать и оценить баланс растворения к осаждению в этой диagenетической системе, необходимы такие параметры, как пористость/проницаемость осадка, характер стока и количество дождей [25], которые для позднесилурийского времени отсутствуют.

Заключение

Таким образом, в результате исследований цементолитов в лудловско-нижнелудфордских зарифовых отложениях установлено следующее.

Изученные цементолиты имеют сложную морфологию, описываемую как чередование горизонтальных и вертикальных элементов. Внутренняя структура их характеризуется ростом зонального радиально-фибрового кальцита от стенок полостей к их центру. Зональность подчеркивается тонкими прослоями мелко- и тонкозернистых доломитов. Кроме того, в зональной последовательности наблюдаются несогласия, выраженные в виде неправильных границ между зонами, а также угловые несогласия. Вмещающие породы на границах с цементолитами имеют кальциты со спец-

ифическим волнистым погасанием или блоковые спаритовые кальциты.

Цементолиты по одному или нескольким элементам своего строения имеют сходство с перекристаллизованными строматопороидеями, структурами строматактис или каналами метановых источников. Однако для каждой из этих трактовок имеются особенности, противоречащие им. Палеокарстовая интерпретация по крайней мере не имеет противоречий по всем трем рассмотренным характеристикам: морфологической, литологической и геохимической.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ цементолитов и пород на границе с ними оказываются более высокие в отношении $\delta^{18}\text{O}$ (>25 ‰). Однако на удалении от границы с цементолитами значения $\delta^{18}\text{O}$ смещаются в диапазон 24.77 ‰, характерный в целом для отложений зарифовой лагуны. Разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ цементолитов интерпретируется как результат смешения отношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ облегченного CO_2 метеорных вод с более тяжелым изотопным составом растворяемых карбонатов. Вопрос о причинах разницы значений $\delta^{18}\text{O}$ цементолитов и вмещающих пород на настоящий момент не имеет решения и должен стать предметом будущих исследований.

Реконструкция формирования палеокарста в общих чертах представлена в виде последовательности из четырех стадий: А — осаждение верхнесилурийских карбонатов зарифовой лагуны; В — падение относительного уровня моря, которое привело к субаэральному воздействию, ранняя цементация осадков и растворение на границе вадозной и фреатической зон; С — формирование новых границ вадозной и фреатической зон по мере продолжающегося падения уровня моря, формирование новых карстующихся уровней; D — образование радиально-фибровых кальцитов в пленке воды на стенках палеокарстовых полостей. Несогласное залегание некоторых кальцитовых корок спелеотем друг на друге свидетельствует о том, что осаждение иногда сменялось растворением/эрозией и обратно.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления». Автор выражает благодарность д. г.-м. н. А. И. Антошкиной, к. г.-м. н. Т. В. Майдль, к. г.-м. н. А. Н. Сандуле и к. г.-м. н. Т. П. Митюшевой за обсуждение материала, а также замечания и редакционные правки к тексту статьи.

Литература

1. Антошкина А. И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб.: Наука, 1994. 154 с.
2. Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
3. Варсанофьева В. А. Геологическое строение территории Печоро-Ильчского государственного заповедника // Тр. Печоро-Ильчского гос. заповедника, 1. М., 1940. С. 5–214.
4. Пономаренко Е. С. Литологические и изотопные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) особенности верхнесилурийских отложений зарифовой лагуны бассейна р. Ильч (Северный Урал) // Вестник геонаук. 2021. № 11(323). С. 43–54. DOI: 10.19110/geov.2021. 11.4
5. Allan J. R., Matthews R. K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis // *Sedimentology*, 1982. V. 29. P. 797–817.
6. Bourque P. A., Boulvain F. A model for the origin and petrogenesis of Red Stromatactis Limestone of Paleozoic mud mounds // *J. Sed. Petrol.*, 1993. V. 63. P. 607–619.
7. Ding Y., Chen D., Zhou X., Guo C., Huang T., Zhang G. Cavity-filling dolomite speleothems and submarine cements in the Ediacaran Dengying microbialites, South China: Responses to high-frequency sea-level fluctuations in an 'aragonite-dolomite sea' // *Sedimentology*, 2019. V. 66. P. 2511–2537. doi: 10.1111/sed.12605
8. Fairbanks R.G., Matthews R.K. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies // *Quat. Res.*, 1978. V. 1. P. 181–196.
9. Flajs G., Hüssner H. A microbial model for the Lower Devonian Stromatactis mud mounds of the Montagne Noire (France) // *Facies*, 1993. V. 29. P. 179–194.
10. Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer Publisher, 2010. 984 p.
11. Ford D. Characteristic of Dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks // In: *Paleokarst* (Eds by N. P. James, P. W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988. P. 25–57.
12. Gonzalez L.A., Lohmann K.C. Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico // In: *Paleokarst* (Eds by N.P. James, P.W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988. P. 81–101.
13. Immenhauser A. On the delimitation of the carbonate burial realm // *The Depositional Record*, 2021. (в печати). DOI: <https://doi.org/10.1002/dep2.173>.
14. James N. P., Choquette P. W. Limestones — the meteoric diagenesis environment // *Diagenesis* (Ed. by i. A. Mcillreath, D. W. Morrow) / *Geosci. Canada Reprint Ser.*, 1990. V. 11, No. 4. P. 161–194.
15. Kauffman E. G., Arthur M. A., Howe B., Scholle P. A. Widespread venting of methane-rich fluids in Late Cretaceous (Campanian) submarine springs (Tepee Buttes), Western Interior seaway, U.S.A. // *Geology*, 1996. V. 24. No. 9. P. 799–802.
16. Kershaw S., Munnecke A., Jarochowska E., Young G. Paleozoic stromatoporoid diagenesis: a synthesis // *Facies*, 2021. V. 67. 43 p. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-021-00628-x>
17. Lohmann K. C. Geochemical Patterns of Meteoric Diagenesis System and their Application to studies of Paleokarst // In: *Paleokarst* (Eds by N.P. James, P.W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988. P. 58–80.
18. Lu Y., Yang X., Lin Z., Sun X., Yang Y., Peckmann J. Reducing microenvironments promote incorporation of magnesium ions into authigenic carbonate forming at methane seeps: Constraints for dolomite formation // *Sedimentology*, 2021. v. 66. P. 2945–2964. doi: 10.1111/sed.12919.
19. Paull C. K., Chanton J. P., Neumann A. C., Costos J. A., Martens C. S., Showers W. Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: Examples from the Florida Escarpment // *Palaios*, 1992. V. 7. No. 4. P. 361–375.
20. Pratt B. R. Stromatolitic framework of carbonate mud mounds // *J. Sed. Petrol.*, 1982. V. 52. P. 1203–1227.
21. Railsback L. B. A Atlas of Speleothem Microfabrics, 2000. <http://railsback.org/speleoatlas/SAindex1.html>. (04.04.2022)



22. Rio M., Roux M., Renard M., Schein E. Chemical and isotopic features of present day bivalve shells from hydrothermal vents or cold seeps // *Palaios*, 1992. V. 7. P. 351–360.

23. Rodriguez-Martinez M. Mud Mounds // In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds by J. Reitner, V. Thiel). *Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg, 2011. P. 667–675.

24. Swart P. K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future // *Sedimentology*, 2015. V. 62. P. 1233–1304. doi: 10.1111/sed.12205.

25. Whitaker F. F., Smart P. L. Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 2. Geochemical modeling and budgeting of diagenesis // *Hydrological processes*, 2007. V. 21. P. 967–982. DOI: 10.1002/hyp.6533.

References

1. Antoshkina A. I. *Rify v paleozoye Pechorskogo Urala* (Reefs in the Paleozoic in the Petchorian Urals). St. Petersburg: Nauka, 1994, 154 pp.

2. Antoshkina A. I. *Rifobrazovaniye v paleozoye (sever Urala i sopredel'nyye oblasti)* (Reef formation in the Paleozoic (northern part of the Urals and adjacent areas)). Ekaterinburg: UB RAS, 2003, 303 p.

3. Varsanofyeva V. A. *Geologicheskoye stroeniye territorii Pechoro-Ilychskogo gosudarstvennogo zapovednika* (Geological structure of the Pechora-Ilych State Reserve territory). *Proceedings of the Pechora-Ilych State Reserve*, 1, Moscow, 1940, pp. 5–214.

4. Ponomarenko E. S. *Litologicheskkiye i izotopnyye ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) osobennosti verkhnesiluriyskikh otlozheniy zarifovoy laguny basseyna r. Ilych (Severnnyy Ural)* (Lithological and isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) features of the Upper Silurian back-reef lagoon deposits of the Ilych River Basin, the Northern Urals). *Vestnik of Geosciences*, 2021, No. 11(323), pp. 43–54. DOI: 10.19110/geov.2021.11.4

5. Allan J. R., Matthews R. K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 1982, V. 29, pp. 797–817.

6. Bourque P. A., Boulvain F. A model for the origin and petrogenesis of Red Stromatactis Limestone of Paleozoic mud mounds, *J. Sed. Petrol.*, 1993, V. 63, pp. 607–619.

7. Ding Y., Chen D., Zhou X., Guo C., Huang T., Zhang G. Cavity-filling dolomite speleothems and submarine cements in the Ediacaran Dengying microbialites, South China: Responses to high-frequency sea-level fluctuations in an 'aragonite-dolomite sea'. *Sedimentology*, 2019, V. 66, pp. 2511–2537. doi: 10.1111/sed.12605

8. Fairbanks R. G., Matthews R. K. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quat. Res.*, 1978, V. 1, pp. 181–196.

9. Flajs G., Hüssner H. A microbial model for the Lower Devonian Stromatactis mud mounds of the Montagne Noire (France). *Facies*, 1993, V. 29, pp. 179–194.

10. Flügel E. *Microfacies of Carbonate Rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer Publisher, 2010, 984 p.

11. Ford D. Characteristic of Dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks. In: *Paleokarst* (Eds by N. P. James, P.W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988, pp. 25–57.

12. Gonzalez L. A., Lohmann K. C. Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. In: *Paleokarst* (Eds by N.P. James, P.W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988, pp. 81–101.

13. Immenhauser A. On the delimitation of the carbonate burial realm. *The Depositional Record*, 2021, (in print). DOI: <https://doi.org/10.1002/dep2.173>.

14. James N. P., Choquette P. W. Limestones – the meteoric diagenesis environment. *Diagenesis* (Ed. by i. A. McIlreath, D. W. Morrow). *Geosci. Canada Reprint Ser.*, 1990, V. 11, No. 4, pp. 161–194.

15. Kauffman E. G., Arthur M. A., Howe B., Scholle P. A. Widespread venting of methane-rich fluids in Late Cretaceous (Campanian) submarine springs (Tepee Buttes), Western Interior seaway, U.S.A., *Geology*, 1996, V. 24, No. 9, pp. 799–802.

16. Kershaw S., Munnecke A., Jarochovska E., Young G. Paleozoic stromatoporoid diagenesis: a synthesis. *Facies*, 2021, V. 67, 43 p. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-021-00628-x>

17. Lohmann K. C. Geochemical Patterns of Meteoric Diagenesis System and their Application to studies of Paleokarst. In: *Paleokarst* (Eds by N.P. James, P.W. Choquette). Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong: Springer-Verlag, 1988, pp. 58–80.

18. Lu Y., Yang X., Lin Z., Sun X., Yang Y., Peckmann J. Reducing microenvironments promote incorporation of magnesium ions into authigenic carbonate forming at methane seeps: Constraints for dolomite formation. *Sedimentology*, 2021, V. 66, pp. 2945–2964. doi: 10.1111/sed.12919.

19. Paull C. K., Chanton J. P., Neumann A. C., Costos J. A., Martens C. S., Showers W. Indicators of methane-derived carbonates and chemosynthetic organic carbon deposits: Examples from the Florida Escarpment. *Palaios*, 1992. V. 7, No. 4, pp. 361–375.

20. Pratt B. R. Stromatolitic framework of carbonate mud mounds. *J. Sed. Petrol.*, 1982, V. 52, pp. 1203–1227.

21. Railsback L. B. *A Atlas of Speleothem Microfabrics*, 2000. <http://railsback.org/speleoatlas/SAindex1.html>. (04.04.2022)

22. Rio M., Roux M., Renard M., Schein E. Chemical and isotopic features of present day bivalve shells from hydrothermal vents or cold seeps. *Palaios*, 1992, V. 7, pp. 351–360.

23. Rodriguez-Martinez M. Mud Mounds. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds by J. Reitner, V. Thiel). *Encyclopedia of Earth Science Series*, Springer, Heidelberg, 2011, pp. 667–675.

24. Swart P. K. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 2015, V. 62, pp. 1233–1304. doi: 10.1111/sed.12205.

25. Whitaker F. F., Smart P. L. Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 2. Geochemical modeling and budgeting of diagenesis. *Hydrological processes*, 2007, V. 21, pp. 967–982. DOI: 10.1002/hyp.6533.

Поступила в редакцию / Received 28.03.2022



Тематический семинар
«Литология палеокарста»

Thematic seminar
«Lithology of paleocarst»



УДК 551.44

DOI: 10.19110/geov.2022.7.4

Изотопно-геохимические характеристики минерального заполнения палеополостей в верхнедевонских-нижнекаменноугольных известняках на восточном склоне Среднего Урала (окрестности с. Першино)

С. А. Дуб¹, Г. А. Мизенс¹, В. Н. Кулешов², О. Л. Петров²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург; *sapurins@gmail.com, Mizens@igg.uran.ru*

²Геологический институт РАН, Москва; *kuleshov@ginras.ru, O_petrov@ginras.ru*

Рассмотрены литология и геохимия карбонатных образований в древних карстовых полостях в толще фаменско-турнейских известняков Режевской подзоны восточного склона Среднего Урала. Показано, что минеральное заполнение изученных палеополостей отличается от типичных современных субаэральных спелеотем. Пустоты выполнены главным образом белым массивным крупнокристаллическим кальцитом (пещерным шпатом), красноцветными глинисто-карбонатными микрозернистыми отложениями (карбонатами с terra rossa – пещерными ламинитами) и брекчиями обрушения, сложенными обломками вмещающих известняков. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и изотопный состав углерода в образцах свидетельствуют об очень слабом влиянии (или его отсутствии) почвенных вод на карбонатную систему: кальцит спелеотем унаследовал данные характеристики от вмещающих известняков. В то же время изотопный состав кислорода указывает на изначально метеорный генезис растворов и/или относительно высокие температуры кристаллизации кальцита. Возможно, изученные спелеотемы имеют гипогенную природу, то есть формировались из длительно циркулирующих в осадочной толще растворов поверхностного происхождения.

Ключевые слова: палеокарст, фреатические спелеотемы, terra rossa, брекчии обрушения, подземные воды, РЗЭ, изотопы углерода и кислорода.

Geochemical and isotopic characteristics of paleocavities mineral filling in the Upper Devonian-Lower Carboniferous limestones on the eastern slope of the Middle Urals (vicinity of Pershino village)

S. A. Dub¹, G. A. Mizens¹, V. N. Kuleshov², O. L. Petrov²

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, Yekaterinburg

²Geological Institute, RAS, Moscow

Lithology and geochemistry of carbonate filling in ancient karst cavities in the Famennian-Tournaisian limestone sequence of the Rezh subzone at the eastern slope of the Middle Urals are considered. Mineral filling of paleocavities differs from typical modern subaerial speleothems. Caves are mainly filled with white massive coarse-grained calcite (cave spar), red-colored argillaceous-carbonate microgranular deposits (carbonates with an admixture of terra rossa, cave laminites) and collapse breccias, composed of host limestones fragments. The rare earth elements (REE) patterns and the isotopic composition of carbon indicate a very weak effect (or its absence) of soil or meteoric waters on the carbonate system: the speleothem calcite inherited these characteristics from the host limestones. At the same time, the isotopic composition of oxygen indicates the primary meteoric genesis of solutions and/or relatively high temperatures of calcite crystallization. Most likely, the studied speleothems were formed from solutions of surface origin circulating in the sedimentary strata for a long time (hypogene sediments).

Keywords: paleocarst, phreatic speleothems, terra rossa, collapse breccias, groundwater, REE, carbon and oxygen isotopes.

Для цитирования: Дуб С. А., Мизенс Г. А., Кулешов В. Н., Петров О. Л. Изотопно-геохимические характеристики минерального заполнения палеополостей в верхнедевонских-нижнекаменноугольных известняках на восточном склоне Среднего Урала (окрестности с. Першино) // Вестник геонаук. 2022. 7(331). С. 32–44. DOI: 10.19110/geov.2022.7.4.

For citation: Dub S. A., Mizens G. A., Kuleshov V. N., Petrov O. L. Geochemical and isotopic characteristics of paleocavities mineral filling in the Upper Devonian-Lower Carboniferous limestones on the eastern slope of the Middle Urals (vicinity of Pershino village). Vestnik of Geosciences, 2022, 7(331), pp. 32–44, doi: 10.19110/geov.2022.7.4.



Проявления древнего карста на восточном склоне Среднего Урала широко распространены и давно известны. В основном они приурочены к известнякам верхнего девона, нижнего и среднего карбона. Считается, что в большинстве случаев палеокарст имеет мезозойский (позднеюрский – раннемеловой) возраст [6, 9, 11], в то же время ряд исследователей не исключает вклад и более ранних (позднепалеозойских) процессов карстообразования [1, 13].

Как правило, карстовые воронки и полости в известняках этого региона выполнены глинами, алевроитовыми или песчаными, каолиновыми и бокситовидными, а также бурыми железняками и бокситами (являющимися объектами промышленной разработки), сопоставляемыми с отложениями нижнемеловых континентальных алапаевской толщи и синарской свиты [6, 13]. Иногда среди них присутствуют карбонатные конкреции [16].

В некоторых случаях пустоты полностью или частично заполнены массивным аутигенным крупнокристаллическим (часто гигантокристаллическим) кальцитом — белым, красным или полупрозрачным с желтоватым оттенком (в т. ч. зональным) — нередко ассоциирующимся с брекчиями обрушения [8, 9]. Спелеотемы (точнее, палеоспелеотемы) последнего типа наиболее распространены в толще фаменско-турнейских известняков в окрестностях с. Першино, приуроченной к Першинскому тектоническому блоку Режевской подзоны Алапаевско-Теченской зоны/мегасинклиория Восточно-Уральской мегазоны, в т. ч. хорошо представлены в Першинском карьере мраморизованных известняков на левом берегу р. Реж (рис. 1). Особый интерес вызывает природа растворов, из которых кристаллизовались данные минеральные фазы, «запечатывая» достаточно крупные полости. С целью определения генезиса кальцита нами был изучен химический состав, а также изотопный состав углерода и кислорода вторичных карбонатных образований, находящихся в северном (точка наблюдения 18.14-2) и западном (точка наблюдения 18.14-3) бортах карьера.

Методика исследований

Изучение вещественного состава образцов проведено в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). Содержания породообразующих оксидов в валовых пробах определены рентгеноспектральным флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-35 и Shimadzu EDX-8000 (аналитики Н. П. Горбунова, Л. А. Татаринова, Г. С. Неупокоева, Г. А. Аввакумова). Концентрации остальных элементов измерены на ICP-MS-спектрометре Perkin Elmer ELAN 9000 (аналитики Д. В. Киселева, Н. В. Чередниченко, Л. К. Дерюгина). Подготовка проб для ICP-MS-анализа велась по стандартной методике: навеску массой порядка 100 мг полностью растворяли в смеси азотной, соляной и плавиковой кислот во фторопластовых вкладышах в микроволновой печи SpeedWave 3+ (Berghof) с последующим переводом полученных растворов в нитраты.

Нормирование содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах производилось по одному из эталонов глинистых сланцев — PAAS [35]. Величина цериевой аномалии рассчитывалась по формуле: $Ce/Ce^* = Ce_n/(Pr_n^2/Nd_n)$ (где n означает нормированные зна-

чения), т. е. без учёта концентраций La [28, формула 7] во избежание возможного влияния аномалий этого элемента в природных водах и хемогенных осадках. Сходным образом, без учёта концентраций гадолиния, величина европиевой аномалии была рассчитана по формуле: $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n^2 \times Tb_n)^{1/3}$ [28; формула 8a]. Известно, что возникновение положительных аномалий европия может быть связано с интерференцией в спектрах европия и соединений бария (согласно [26, 32]), о которой могут свидетельствовать значения отношения Ba/Nd более 20. Вероятность появления такого эффекта была проверена при интерпретации геохимических данных.

Для проведения изотопных исследований отбор проб осуществлялся посредством выбуривания вещества специальным сверлом. Разложение проб, как и стандартов KH-2, C-O-1 и NBS-19, проводилось в ортофосфорной кислоте (H_3PO_4) при 50 °С. Определения изотопного состава углерода и кислорода выполнялись в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН с помощью комплекса аппаратуры корпорации ThermoFisher, включающего в себя масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}C$ приводятся в промилле относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}O$ — в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ находится в пределах ± 0.2 и ± 0.1 ‰ соответственно.

Общая характеристика минерального заполнения палеопустот

Карстовая палеополость в северном борту Першинского карьера имеет размеры до 2 м и сложную форму (рис. 2, а). Она заполнена молочно-белым крупнокристаллическим кальцитом. При этом размерность кристаллов возрастает от периферии бывлой полости к её центральным частям, достигая 10 см (рис. 2, б). Данную закономерность нарушает только резкая ровная восточная граница палеокарстового заполнения, которая, скорее всего, является тектонической (рис. 2, а) т. е. можно предполагать, что разрывные дислокации на данной территории имели место уже после запечатывания пустот. Здесь из кальцитовых масс были отобраны образцы 18.14-2-1, 18.14-2-3, 18.14-2-4, 18.14-2-5, а из вмещающих известняков — образцы 18.14-2-2 и 18.14-2-6 (при этом последний непосредственно вблизи плоскости разлома).

В западной стенке карьера древний карст развит наиболее обширно (рис. 2, с). На этом участке встречено несколько палеополостей, одна из которых заполнена брекчией обрушения с разноразмерными остроугольными обломками и белым кальцитовым цементом (образец 18.14-3-1) (рис. 2, d). В свободном пространстве на её периферии встречены крупные (до 7 см) зональные скаленоэдрические кристаллы полупрозрачного желтоватого кальцита (образец 18.14-3-2, рис. 2, h). В нижней части другой палеополости, расположенной в самом верху уступа карьера, залегают красноцветные пещерные ламиниты¹, а её сводовая

¹ Вследствие низкого содержания глинистых минералов их нельзя аттестовать как аргиллиты, поэтому в название литотипа вынесены текстурно-генетические особенности.

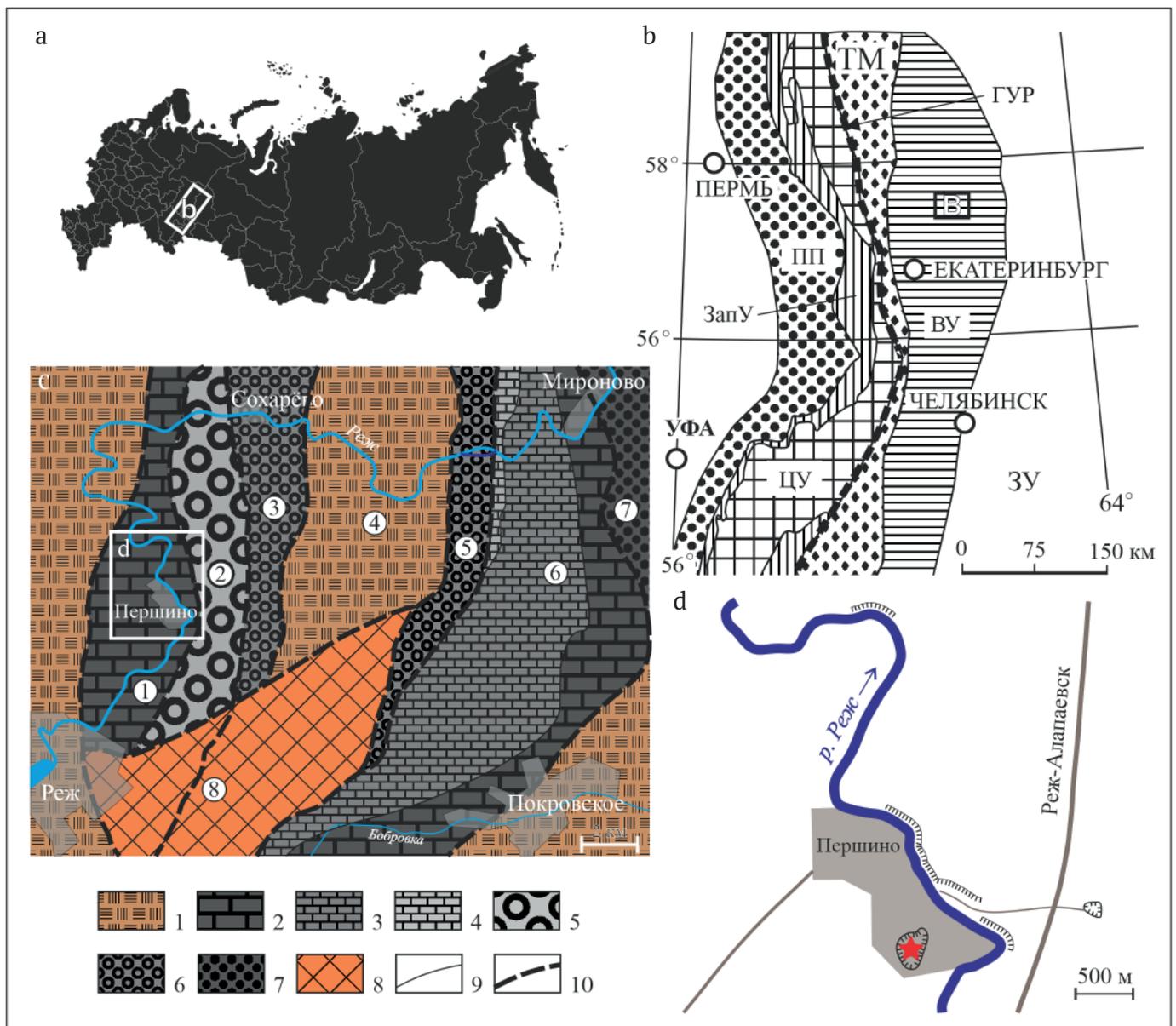


Рис. 1. Расположение изученного объекта: а — на карте России; б — на схеме современных структурных зон Урала [14]; с — на карте Режевской подзоны Среднего Урала, по [17] с изменениями; д — местоположение карьера (обозначено звёздочкой). Мегазоны на схеме б: ЗУ — Зауральская, ВУ — Восточно-Уральская, ЦУ — Центрально-Уральская, ЗапУ — Западно-Уральская, ТМ — Тагило-Магнитогорская, ПП — Предуральский прогиб, ГУР — Главный Уральский разлом. Условные обозначения к карте (с): 1 — вулканогенные и осадочные толщи девона и низов карбона; 2 — известняки верхнедевонско-нижневизейского возраста, в том числе карбонатные брекчии; 3 — известняки верхневизейско-серпуховского возраста; 4 — известняки среднего карбона; 5 — кремнисто-карбонатно-глинистые образования визейского возраста с горизонтами глыбовых карбонатных брекчий, а также блоки известняков девона; 6 — песчано-глинистые образования и линзы конгломератобрекчий визейского (?) возраста, а также известняки; 7 — терригенные породы нижневизейской угленосной серии; 8 — территория Режевского ультраосновного массива и Сафьяновского рудного поля; 9 — стратиграфические границы; 10 — тектонические границы. Цифрами в кружках обозначены основные тектонические блоки: 1 — Першинский, 2 — Чепчуговский, 3 — Жуковский, 4 — Бороухинский, 5 — Луговский, 6 — Покровско-Мировновский, 7 — Алапаевско-Сухоложский, 8 — Режевский и Сафьяновский

Fig. 1. Location of the studied object: а — on the map of Russia; б — on the scheme of modern Urals structure [14]; с — on the map of the Rezh subzone of the Middle Urals, after [17], with changes; д — location of the quarry (indicated by an asterisk). Megazones in scheme б: ЗУ — Transuralian, ВУ — East Uralian, ЦУ — Central Uralian, ЗапУ — West Uralian, ТМ — Tagil-Magnitogorsk, ПП — Pre-Urals Foredeep, ГУР — Main Uralian fault. Legend for the map с: 1 — volcanogenic-sedimentary strata of the Devonian and Lower Carboniferous; 2 — Upper Devonian-Lower Visean limestones, including carbonate breccias; 3 — limestones of the Upper Visean-Serpukhovian age; 4 — Pennsylvanian limestones; 5 — Visean siliceous-carbonate-argillaceous formations with carbonate breccias strata, as well as blocks of Devonian limestones; 6 — sandy-argillaceous formations and lenses of conglomerate-breccia of the Visean (?) age, as well as limestones; 7 — terrigenous rocks of the Lower Visean coal-bearing series; 8 — the territory of the Rezh ultramafic massif and the Safyanovka ore field; 9 — stratigraphic boundaries; 10 — tectonic boundaries. The numbers in circles indicate the main tectonic blocks: 1 — Pershino, 2 — Chepchugovo, 3 — Zhukovo, 4 — Boroukha, 5 — Lugovaya, 6 — Pokrovskoe-Mironovo, 7 — Alapaevsk-Sukhoy Log, 8 — Rezh and Safyanovka

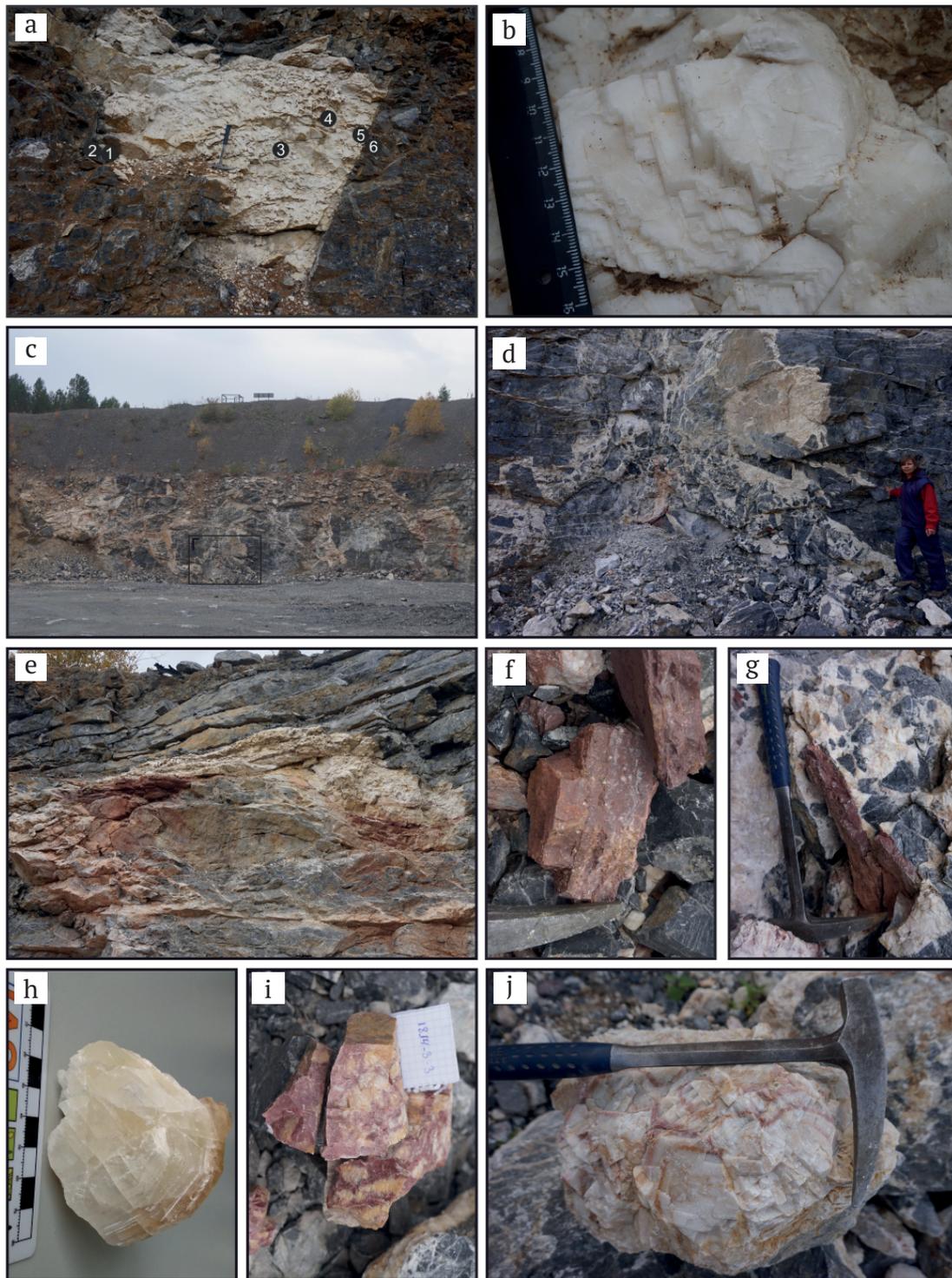


Рис. 2. Проявления палеокарста в Першинском карьере: а — точка наблюдения 18.14-2 — палеополость, заполненная белым кристаллическим кальцитом в северной стенке карьера, цифрами обозначены точки отбора соответствующих образцов (18.14-2-1–18.14-2-6); б — гигантокристаллический кальцит, заполняющий центральную часть палеополости на рис. 2, а; в — вид на западный борт карьера; д — палеополость, заполненная брекчией обрушения с белым кальцитовым цементом; е — палеополость, в нижней части которой залегают красноцветные пещерные ламиниты, а верхняя заполнена кристаллическим кальцитом; ф — обломки глинисто-карбонатных отложений с зёрнами песчаной размерности в осыпи; г — обломок красноцветных отложений (карбонатов с terra rossa) в составе брекчии; h — полупрозрачный кальцит (обр. 18.14-3-2); i — пятнистый бело-красный кальцит (обр. 18.14-3-3); j — зональный красно-белый кальцит (обр. 18.14-3-7)

Fig. 2. Paleokarst features in the Pershino quarry: а — observation point 18.14-2 — the paleocavity filled with white crystalline calcite in the northern side of the quarry; б — giant-crystalline calcite filling the central part of the paleocavity in Fig. 2a; в — view of the western side of the quarry; д — paleocavity filled with collapse breccia with white calcite cement; е — paleocavity filled with red-colored cave laminites in the lower part, and the crystalline calcite in the upper part; ф — fragments of argillaceous-carbonate deposits with grains of sandy size in talus; г — the clast of red-colored deposits (carbonates with terra rossa) within a breccia; h — translucent calcite (sample 18.14-3-2); i — spotted white-red calcite (sample 18.14-3-3); j — red-white zoning in calcite (sample 18.14-3-7)

часть выполнена белым однородным разнокристаллическим кальцитом (рис. 2, е). Глинисто-карбонатные отложения на дне пещеры (карбонаты с terra rossa, образцы 18.14-3-4, 18.14-3-5 и 18.14-3-6) характеризуются микрозернистой структурой основной массы, в которой рассеяны зёрна алюмосиликокластики песчано-алевритовой размерности (рис. 2, f, g). В зависимости от распределения таких обломков, породы обладают тонкослоистыми или однородными текстурами. Здесь же присутствуют полости со спелеотемами, представленными однородными красными, а также пятнистыми (образец 18.14-3-3, рис. 2, i) или зональными (образец 18.14-3-7, рис. 2, j) красно-белыми кристаллами кальцита. Вмещающие известняки охарактеризованы образцом 18.14-3-8. В связи с невозможностью опробования в коренном залегании, некоторые образцы были отобраны из осыпи.

Таким образом, в совокупности образцы соответствуют трём группам образований (табл. 1) — пещерным ламинитам (ПЛ), кристаллическим (крупнокристаллическим) кальцитам (КК) и известнякам, вмещающим карстовые полости (ВИ).

Результаты исследований

Химический состав пород. Кроме CaO, содержания большинства породообразующих элементов в изученных образцах, как правило, ниже пределов чувствительности спектрометров, что особенно справедливо для кристаллических кальцитов (см. табл. 1). Исключения составляют пещерные ламиниты, для которых характерно заметное количество терригенной примеси, минимальную долю которой можно оценить по сумме содержаний SiO_2 и Al_2O_3 — примерно от 1.5 до 20.2 % (рис. 3). В них также присутствуют оксиды железа (как в самостоятельной фазе, так и в составе алюмосиликокластики; Fe_2O_3 общ до 3.3 %), которыми обусловлен красный цвет отложений. Вмещающие известняки в целом достаточно чистые: величина CaO + ППП составляет 97.9–98.8 %. При этом им присущи несколько более высокие концентрации литофильных элементов по сравнению с кристаллическими кальцитами спелеотем, а также повышенные содержания MgO (0.5–1.6 %), вероятно в связи со слабой доломитизацией.

Содержания марганца во всех изученных пробах крайне низкие и не проявляют ярко выраженной зависимости от типа пород: 29.4–74.1 г/т в слоистых спелеотемах, 11.2–30.1 г/т (80.6 г/т в пробе 18.4-3-1) в кальцитах и 29.4–39.8 г/т в известняках. Что касается стронция, то максимальные его концентрации характерны для вмещающих известняков (164.1–270.4 г/т), тогда как разные типы минерального заполнения по содержанию Sr принципиально не различаются: 13.8–47.8 г/т в ламинитах и 8.2–48.3 г/т в кальцитах (в последних среднее содержание этого элемента ниже).

Концентрации РЗЭ и иттрия. По содержаниям и особенностям распределения РЗЭ (табл. 2) рассматриваемые группы образований достаточно хорошо обособляются. Так, суммарные концентрации РЗЭ (La-Lu) максимальны в пещерных ламинитах (12.0–33.6 г/т), в известняках они составляют 2.2–4.7 г/т, а в кальцитах спелеотем — менее 1.3 г/т (лишь в образце 18.4-3-7 — 3.1 г/т).

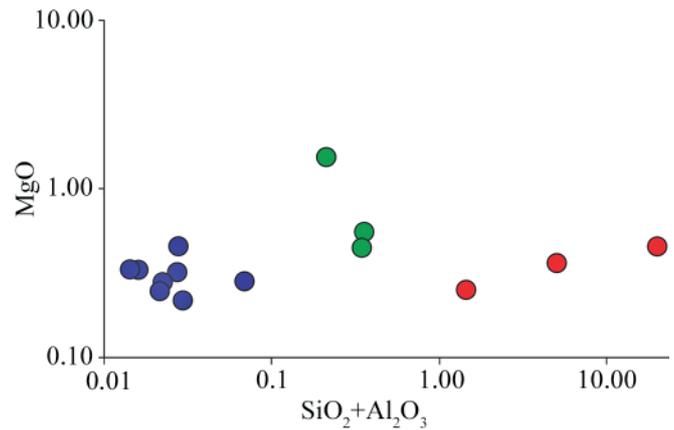


Рис. 3. Распределение фигуративных точек образцов в зависимости от содержания в них $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ и MgO (мас. %). Условные обозначения: красные точки — пещерные ламиниты, синие — кристаллический кальцит, зелёные — вмещающие известняки

Fig. 3. Distribution of sample figurative points depending on the content of $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ and MgO (wt %). Legend: red dots are cave laminites, blue dots are crystalline calcites, green dots are host limestones

Отношение Y/No в известняках варьирует в пределах 34.4–50.2, в пещерных ламинитах — 33.2–42.6, а в кристаллических кальцитах — 22.6–33.9–52.9 (наименьшая в образце 18.4-3-2), т. е. существенных различий по этому параметру между литотипами не наблюдается.

Нормированные по PAAS спектры распределения РЗЭ в образцах позволяют установить некоторые особенности для каждой из выделенных групп. В частности, спектры РЗЭ как в красноцветных пещерных ламинитах, так и в известняках характеризуются слабым деплетированием лёгких РЗЭ (ЛРЗЭ) относительно средних (СРЗЭ) и тяжёлых (ТРЗЭ), при этом в первых имеет место отчётливая положительная цериевая аномалия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.52\text{--}3.43$), а в известняках эта аномалия отрицательная ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.49\text{--}0.79\text{--}0.95$). В то же время более глубокая цериевая аномалия характерна для кристаллических кальцитов ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.27\text{--}0.62$). Кроме того, последние сильнее обогащены ТРЗЭ (рис. 4). Из их выборки выделяется только проба 18.14-3-2, спектр которой обладает выраженным деплетированием не только ЛРЗЭ, но и ТРЗЭ относительно СРЗЭ.

Образцы минерального заполнения палеополостей, а также вмещающие известняки характеризуются отсутствующими или слабыми положительными аномалиями европия (1.00–1.26), на графиках замаскированными более ярко выраженными положительными аномалиями гадолиния (рис. 4). По всей видимости, положительные аномалии Eu не являются аналитическими артефактами (согласно [26, 32]), поскольку корреляция между величинами аномалий и параметром Ba/Nd практически отсутствует (коэффициент корреляции = -0.19; значения Ba/Nd во всех изученных образцах не превышают 8).

Изотопный состав углерода и кислорода. Распределение изотопных характеристик в изученных образцах подчиняется некоторым закономерностям (табл. 1, рис. 5). В частности, величина $\delta^{13}\text{C}$ в известняках составляет 2.0–2.6 ‰, тогда как в большинстве образцов

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов (мас. %), а также Mn и Sr (г/т) и изотопов углерода и кислорода в изученных образцах
Table 1. Contents of rock-forming oxides (wt %), as well as Mn and Sr concentrations (ppm), and carbon and oxygen isotopes in the studied samples

№ обр. Sample No.	Литотип Lithotype	Na ₂ O,	K ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃ общ.	ППП LOI	Сумма Sum	Mn	Sr	δ ¹³ C, ‰ (V-PDB)	δ ¹⁸ O, ‰ (V-SMOW)
18.14-2-1	КК	0.09	0.00	0.29	0.05	0.02	55.62	0.000	0.000	0.000	0.06	43.74	99.86	13.97	11.41	1.3	8.8
18.14-2-2	ВИ	0.09	0.00	0.48	0.18	0.17	55.36	0.003	0.004	0.004	0.08	43.47	99.84	30.98	231.69	2.1	18.8
18.14-2-3	КК	0.09	0.00	0.32	0.03	0.00	55.65	0.000	0.00	0.000	0.06	43.73	99.87	17.09	12.78	1.7	9.1
18.14-2-4	КК	0.09	0.00	0.25	0.02	0.00	55.74	0.000	0.000	0.000	0.05	43.81	99.96	11.17	19.54	1.9	8.2
18.14-2-5	КК	0.08	0.00	0.33	0.02	0.00	55.67	0.001	0.000	0.001	0.05	43.63	99.79	18.04	24.79	1.4	7.2
18.14-2-6	ВИ	0.10	0.00	0.59	0.17	0.19	55.23	0.005	0.003	0.002	0.16	43.43	99.88	39.80	164.15	2.0	20.4
18.14-3-1	КК	0.09	0.00	0.46	0.03	0.00	55.59	0.010	0.000	0.000	0.05	43.61	99.84	80.60	8.16	1.7	9.4
18.14-3-2	КК	0.10	0.00	0.28	0.02	0.00	55.69	0.000	0.000	0.000	0.09	43.74	99.92	13.37	48.31	2.2	5.6
18.14-3-3	КК	0.10	0.00	0.33	0.01	0.00	55.46	0.001	0.000	0.000	0.33	43.59	99.83	27.63	23.37	0.5	7.7
18.14-3-4	ПЛ	0.11	0.54	0.37	1.98	3.09	52.19	0.010	0.083	0.006	0.49	41.03	99.88	74.15	47.85	1.5	10.9
18.14-3-5	ПЛ	0.11	0.00	0.25	0.71	0.74	54.67	0.000	0.042	0.004	0.23	43.07	99.83	22.57	13.80	1.9	11.6
18.14-3-6	ПЛ	0.13	0.56	0.46	9.03	11.19	40.55	0.002	0.248	0.015	3.33	34.83	100.35	29.40	32.46	1.7	13.9
18.14-3-7	КК	0.13	0.00	0.22	0.03	0.00	55.38	0.002	0.000	0.000	0.21	43.82	99.79	30.11	12.94	1.6	8.3
18.14-3-8	ВИ	0.09	0.00	1.60	0.09	0.12	54.79	0.001	0.001	0.000	0.08	43.12	99.89	29.40	270.40	2.6	22.8
Пределы определения Determination limits		Na ₂ O,	K ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃ общ.			Mn	Sr		
		0.15	0.04	0.32	0.16	0.22		0.020	0.005	0.03	0.06			0.0033	0.0028		

Примечание. ППП — потери при прокаливании. Литотипы: КК — кристаллический кальцит, ПЛ — пещерные ламиниты, ВИ — вмещающие известняки. Серым выделены значения ниже пределов обнаружения.

Note. PPP — loss on ignition. Lithotypes: КК — crystalline calcite; ПЛ — cave laminites; ВИ — host limestones. Values below detection limits are highlighted in gray.

Таблица 2. Содержание РЗЭ и Y в породах (г/т), а также некоторые индикаторные отношения

Table 2. REE and Y concentrations in rocks (ppm), as well as some indicator ratios

№ обр. Sample No.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма РЗЭ REE sum	Y	Ce _{an}	Eu _{an}	Ba/Nd	Y/Ho
18.14-2-1	0.292	0.108	0.059	0.309	0.070	0.017	0.103	0.018	0.118	0.031	0.097	0.012	0.069	0.011	1.315	1.062	0.275	1.031	1.32	33.92
18.14-2-2	0.673	0.871	0.141	0.623	0.136	0.037	0.176	0.027	0.174	0.041	0.119	0.017	0.108	0.017	3.160	1.591	0.794	1.259	3.78	38.93
18.14-2-3	0.032	0.028	0.007	0.036	н/о	0.208	0.589	–	–	–										
18.14-2-4	0.022	0.013	0.005	0.023	н/о	0.128	0.358	–	–	–										
18.14-2-5	0.043	0.029	0.008	0.028	н/о	0.215	0.365	–	–	–										
18.14-2-6	0.451	0.820	0.097	0.376	0.081	0.017	0.084	0.013	0.084	0.018	0.049	0.008	0.049	0.007	2.152	0.604	0.951	0.999	7.66	34.38
18.14-3-1	0.122	0.086	0.024	0.131	0.027	0.007	0.046	0.008	0.053	0.014	0.049	0.007	0.031	0.005	0.610	0.710	0.577	1.119	0.83	49.92
18.14-3-2	0.287	0.183	0.056	0.275	0.059	0.015	0.095	0.011	0.069	0.015	0.031	0.004	0.019	0.003	1.121	0.329	0.471	1.212	2.07	22.61
18.14-3-3	0.025	0.012	0.004	0.018	н/о	0.095	0.366	–	–	–										
18.14-3-4	1.886	11.703	0.404	1.656	0.369	0.093	0.465	0.066	0.396	0.085	0.244	0.035	0.215	0.034	17.652	3.069	3.427	1.199	5.00	36.00
18.14-3-5	2.253	5.816	0.424	1.631	0.323	0.076	0.417	0.055	0.365	0.083	0.235	0.036	0.235	0.036	11.987	3.555	1.525	1.133	1.27	42.60
18.14-3-6	5.141	19.930	0.974	3.644	0.702	0.167	0.856	0.111	0.743	0.155	0.496	0.073	0.506	0.080	33.579	5.140	2.211	1.175	3.33	33.15
18.14-3-7	0.713	0.725	0.142	0.601	0.126	0.034	0.190	0.030	0.199	0.042	0.141	0.019	0.122	0.017	3.101	2.216	0.625	1.155	0.46	52.90
18.14-3-8	1.310	0.883	0.228	1.000	0.212	0.052	0.294	0.039	0.253	0.058	0.167	0.022	0.129	0.017	4.667	2.906	0.491	1.153	1.70	50.15
PAAS	38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66	0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433	184.773	27	–	–	–	27.25

Примечание. н/о — не определено, прочерк — значения не рассчитывались.

Note. н/о — not determined, dash — values were not calculated.

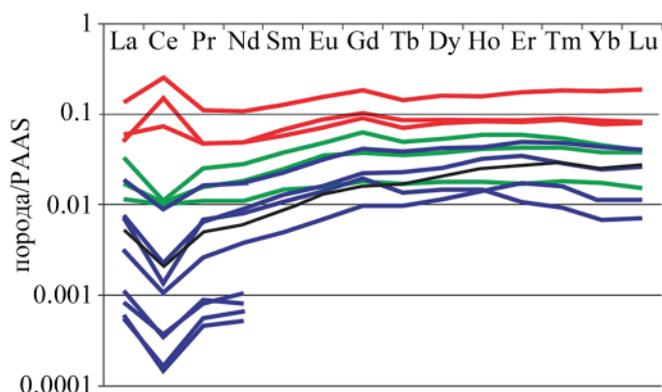


Рис. 4. Нормированные по ПААС спектры распределения РЗЭ в изученных образцах. Красные спектры — пещерные ламиниты, синие — кристаллические кальциты, зелёные — вмещающие известняки, чёрный — морская вода, $\times 10^5$ (по [31])

Fig. 4. PAAS-normalised REE patterns in studied samples. Red spectra are cave laminites, blue — crystalline calcites, green — host limestones, black — seawater, $\times 10^5$ (after [31])

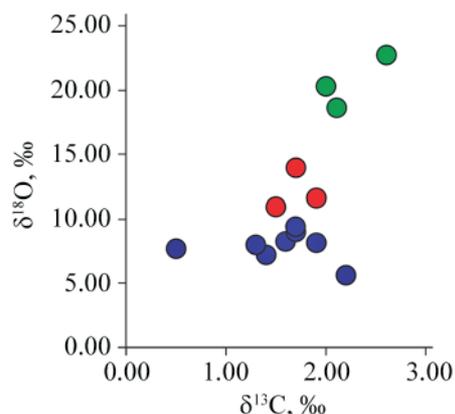


Рис. 5. Фигуративные точки образцов в координатах $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) — $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW). Условные обозначения — см. рис. 3

Fig. 5. Figurative points of samples in $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) — $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) coordinates. Legend — see Fig. 3

кристаллических кальцитов она варьирует от 1.3 до 2.2 ‰ (в одном из образцов 0.5 ‰). Сходным изотопным составом углерода (1.5–1.9 ‰) обладают и красноцветные слоистые образования. Таким образом, палеокарстовые карбонаты по данному параметру не очень существенно отличаются от вмещающих их пород. Однако выделенные группы отложений резко различны по изотопному составу кислорода: величины $\delta^{18}\text{O}$ в известняках находятся в пределах 18.8–22.8 ‰, в ламинитах — 10.9–13.9 ‰, в кальцитах — 5.6–9.4 ‰.

Обсуждение

Особенности минерального заполнения палеополостей. Ввиду отсутствия признаков, характерных для субаэральных (рыхлых и натёчных) спелеотем, можно предполагать, что крупнокристаллические кальциты формировались во фреатической зоне, т. е. в условиях полного заполнения пустот подземными водами.

Согласно морфологической классификации спелеотем, данные образования относятся к категории шпатов (spar — по аналогии со спаритовыми цементами в морских отложениях).

Фреатические пещерные карбонаты широко известны [5, 20, 23]. Считается, что формирование гигантокристаллического массивного кальцита могло происходить в течение длительного времени из малопроточных вод [25] на достаточно глубоких горизонтах карстовых систем [20, 37]. В последнее время появились большие архив свидетельств, что такие образования могут иметь гипогенное (глубинное), а не эпигенное происхождение [3, 27, 39]. Возможны ситуации, когда к образованию пустот приводит один тип процессов, а к их заполнению — другой.

Обломочные/алюмосиликокластические отложения (в т. ч. terra rossa), накапливавшиеся на дне карстовых полостей, традиционно не относят к спелеотемам [19, 25 и др.]. Тем не менее изученные нами красноцветные отложения находятся в тесной ассоциации с кристаллическими кальцитами (которые, в свою очередь, иногда окрашены рассеянным гематитом в красный цвет), в их составе преобладают карбонатные минералы. Брекчии обрушения также не считаются спелеотемами, однако в данном случае они сцементированы кальцитом, идентичным по структуре и составу пещерным шпатам.

Изотопно-геохимические характеристики известняков. Знание изотопно-геохимических характеристик карстующихся пород имеет важное значение для правильной интерпретации генезиса спелеотем. Известняки рассматриваемого стратиграфического уровня ранее были достаточно детально изучены в береговом разрезе Першино (рис. 1) на р. Реж [10, 12 и ссылки в этих работах]. Выявленные параметры известняков карьера вполне сопоставимы с опубликованными данными. В целом карбонатные отложения в этом районе характеризуются низким содержанием терригенной примеси и невысокой степенью доломитизации.

Изотопный состав кислорода изученных известняков заметно отличает их от типичных морских отложений [7]. Но поскольку нет сомнений в принадлежности пород к морским фациям [10, 12], относительно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (18.8–22.8 ‰)² могут объясняться воздействием на отложения вторичных процессов, влияние которых на данный параметр широко известно [21, 24]. В частности, существенным изменениям может легко подвергаться изотопный состав пород пристеночных зон карстовых каналов в случае миграции по пустотам восходящих горячих флюидов (при высоком отношении вода/порода) [4, 39].

Происхождение крупнокристаллического кальцита. Сопоставление спектров РЗЭ в изученных образцах показывает, что хомогенные кристаллические кальциты (кроме обр. 18.14-3-2) в большей степени обогащены РЗЭ по сравнению с вмещающими известняками. Известно, что РЗЭ в природных водах образуют устойчивые комплексы с органическими соединениями и неорганическими анионами. При этом способность к комплексообразованию возрастает от ЛРЗЭ к ТРЗЭ, а

² Ранее известняки с подобным лёгким изотопным составом кислорода были зафиксированы на отдельных уровнях и в береговом разрезе [10].



также с увеличением pH среды [2]. Кроме того, комплексы с бикарбонат-ионами более свойственны ТРЗЭ, чем ЛРЗЭ [38]. Соответственно, деплетирование ЛРЗЭ относительно СРЗЭ и ТРЗЭ (и СРЗЭ относительно ТРЗЭ) может быть характерно не только для морской воды и осаждающихся в равновесии с ней отложений [31, 43 и др.], но и для континентальных образований, отлагающихся из пересыщенных карбонатами вод.

Очень низкие суммарные содержания лантаноидов во фреатических шпатах дают основания говорить о гидrogenной природе РЗЭ. Примечательно, что спектры распределения РЗЭ очень сильно похожи на спектр в морской воде (рис. 4). Величина цериевой аномалии, являющейся одним из наиболее надёжных индикаторов редокс-статуса среды седиментации [41–43], однозначно указывает на богатые кислородом растворы (Ce_{an} значительно меньше 1). Однако для надёжного установления их генезиса требуется также привлечь изотопные данные.

Изотопный состав растворённого углерода карстовых вод (и, соответственно, карбонатных спелеотем) зависит от источника углекислоты в этих водах. В общем случае он определяется изотопным составом углерода вмещающих пород (известняков), как правило близким к 0 ‰; изотопным составом углерода почвенных вод (существенно обогащённых ^{12}C -изотопом), который обусловлен характером преобладающей растительности и типом почв; а также, в определённых ситуациях, изотопным составом углерода глубинных флюидов, который может существенно варьировать [4, 15, 33].

Изотопный состав углерода изученных кальцитов достаточно тяжёлый (0.5–2.2 ‰). В целом эти значения сопоставимы с величиной $\delta^{13}C$ в морских отложениях, но несколько легче значений во вмещающих известняках. Соответственно, при основном вкладе углекислоты растворённых известняков доля изотопно-лёгкой углекислоты метеорных или почвенных вод в карбонатной системе была не очень значительной, либо последняя вовсе отсутствовала (если реминерализации подверглось рассеянное органическое вещество пород).

Спектры распределения РЗЭ и изотопный состав углерода фреатических шпатов сходны с аналогичными параметрами для морских отложений (например, [31]). Но гипотеза бассейнового генезиса вод полностью опровергается данными об изотопном составе кислорода этих образований. В частности, величины $\delta^{18}O$ в них (5.6–9.4 ‰) в среднем более чем на 10 ‰ ниже, чем во вмещающих известняках, и почти на 20 ‰ ниже, чем в типичных морских отложениях. Такая картина может указывать на кристаллизацию из пресных поверхностных вод, обогащённых лёгким изотопом кислорода (т. е. не подвергавшихся интенсивному испарению) или из вод менее пресных, но с более высокой температурой [40]. Не зная изотопного состава кислорода вод, невозможно однозначно судить об эпигенном («холодноводном») или гипогенном генезисе спелеотем, однако в пользу второго варианта свидетельствуют заметные изменения изотопного состава кислорода ($\Delta\delta^{18}O$ порядка 10 ‰) вмещающих известняков (что типично именно для гипогенного карста [3, 27, 39]), а с первым вариантом плохо согласуются данные об изотопном составе углерода.

Гипотеза о повышенных температурах растворов может подтверждаться слабыми положительными аномалиями европия в кальцитах (1.03–1.21)³. При этом указанные аномалии несколько меньше таковых в типичных геотермальных (> 50 °C) водах [36]. Не совсем понятно, почему с выявленной аномалией европия сочетается глубокая отрицательная цериевая аномалия, указывающая на богатую кислородом обстановку. Тем не менее известно, что для гипогенного карста характерны окислительные условия [39]. Скорее всего, в формировании шпатов участвовали поверхностные (изначально) воды, длительное время циркулирующие в осадочной толще и подвергшиеся заметному нагреву. Возможно, именно повышение температуры растворов (и, как следствие, падение парциального давления CO_2), обусловленное тектонической активизацией территории, способствовало кристаллизации кальцита.

Для образцов кристаллических кальцитов выявлена прямая взаимосвязь между величинами Y/No и $\delta^{18}O$ (коэффициент корреляции = 0.87). Она может объясняться зависимостью обоих параметров от солёности вод (отношение Y/No может использоваться для оценки солёности только при отсутствии влияния некарбонатной примеси [29, 34]), однако достоверность такого вывода подкрепляется крайне малой выборкой образцов. Полупрозрачные кальциты, в отличие от остальных пещерных шпатов, кристаллизовались на более поздней стадии заполнения пустот или в ином цикле карстообразования. Так, образец 18.14-3-2 отличается наиболее низкими значениями Y/No (22.6) и $\delta^{18}O$ (5.6 ‰), а также выраженным деплетированием ТРЗЭ, что указывает на слабосолёные воды с более низкой щелочностью, чем у растворов, из которых сформировалось основное объёма палеополостей.

Изотопно-геохимические характеристики красноцветных отложений. Terra rossa является полигенным образованием: она часто рассматривается как результат переотложения нерастворимого остатка карстующихся пород или как кора выветривания, но нередко она имеет и аллохтонное происхождение [18, 22, 30]. Известны находки красно-коричневых глин и в гидротермокарстовых (гипогенных) пустотах, не сообщающихся с поверхностью [3].

Сонахождение рассматриваемых отложений вместе с пещерными шпатами в данном случае может свидетельствовать об их парагенезе. Пещерные ламиниты характеризуются более высокими суммарными содержаниями РЗЭ по сравнению с чистыми карбонатами (т. к. концентраторами РЗЭ в них выступают глинистое вещество и (окси)гидроксиды марганца и железа), а также выраженной положительной аномалией церия. Можно предполагать, что основным носителем Ce являются оксиды Mn. Фракционирование этого элемента в кислородной среде с удалением в осадок привело к возникновению аномалии в растворе и в хемогенных образованиях, осаждающихся в равновесии с ним.

Версия об аккумуляции церия оксидами марганца подтверждается тем, что наиболее выраженная по-

³ Нельзя исключать и то, что эти аномалии просто унаследованы от вмещающих известняков или от поверхностных вод.



ложительная аномалия Се присуща пробе 18.14-3-4, для которой характерны наибольшие концентрации Mn в ламинитах (74 г/т, см. табл. 1). С содержаниями железа прямой взаимосвязи не наблюдается.

Таким образом, в валовых пробах красноцветов повышенное содержание РЗЭ определяется присутствием терригенной (глинистой) составляющей, деплетирование ЛРЗЭ обусловлено распределением этих элементов в карбонатном веществе, отчётливая положительная цериевая аномалия имеет место за счёт примеси (окси)гидроксидов Mn.

Изотопный состав углерода глинисто-карбонатных отложений такой же, как и в пещерных шпатах, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ в ламинитах несколько выше, чем в кальцитах. Разница в изотопном составе кислорода может объясняться более низкой температурой кристаллизации карбоната ламинитов, либо присутствием в них тонких обломков вмещающих известняков, либо разным изотопным составом кислорода вод, из которых формировались эти отложения.

Таким образом, к настоящему моменту явных признаков поверхностного генезиса красноцветных отложений в изученных объектах не выявлено (зональность некоторых кристаллов кальцита свидетельствует о периодическом поступлении некарбонатного материала, но не позволяет утверждать, что он поставлялся с дневной поверхности), но автохтонный характер их тоже однозначно не доказан. Для удовлетворительного решения этой проблемы требуются специальные исследования (сопоставления с нерастворимым остатком известняков).

Выводы

Впервые получены изотопно-геохимические данные по отложениям в полостях палеокарста в верхнедевонско-нижнекаменноугольных известняках Першинского тектонического блока восточного склона Среднего Урала, которые позволили по-новому взглянуть на проблему генезиса древнего карста в этом районе.

Основной объём заполнения палеополостей в Першинском карьере представлен крупнокристаллическим кальцитом (фреатическим шпатом), большую роль играют известняковые брекчии (с цементом, также представленным крупнокристаллическим кальцитом), в подчинённом количестве присутствуют красноцветные слоистые глинисто-карбонатные отложения (пещерные ламиниты).

Спектры РЗЭ и изотопный состав углерода фреатических шпатов указывают на отсутствие или очень слабое влияние почвенных вод на карбонатную систему, т. е. последняя была в некотором смысле изолированной от дневной поверхности, но при этом оставалась насыщенной кислородом.

Красноцветные пещерные ламиниты, в составе которых преобладает карбонат, находятся в тесной ассоциации с кальцитом спелеотем. Для определения источника terra rossa (автохтонный или поверхностный) требуются дополнительные исследования.

Скорее всего, рассматриваемый палеокарст является гипогенным. В формировании кристаллических кальцитов участвовали подземные нагретые воды метеорного генезиса, длительное время циркулирующие

в осадочной толще. Вопрос о возрасте данного карста и его соотношениях с мезозойскими корами выветривания остаётся открытым.

Авторы признательны двум анонимным рецензентам, ценные замечания которых позволили усовершенствовать данную работу.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГГ УрО РАН по теме № АААА-А18-118053090044-1 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. 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.

Литература

1. Афанасиади Э. И., Грязнов О. Н., Дубейковский С. Г., Нещеткин О. Б. Карбонатный карст Восточно-Уральской области // Записки Горного института. 2003. Т. 153. С. 46–50.
2. Дубинин А. В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 4. С. 339–358.
3. Дублянский Ю. В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. Новосибирск: Наука, 1990. 151 с.
4. Дублянский Ю. В., Климчук А. Б., Тимохина Е. И., Амеличев Г. Н., Шпётль К. Изменение изотопного состава пород в пристеночных зонах гипогенных карстовых каналов Предгорного Крыма // Спелеология и карстология. 2013. № 10. С. 58–75.
5. Климчук А. Б., Тимохина Е. И., Амеличев Г. Н., Дублянский Ю. В., Штаубвассер М. U/Th датирование спелеотем карстовых полостей юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма и определение возраста и динамики развития рельефа // Спелеология и карстология. 2011. № 7. С. 29–39.
6. Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Кузовков Г. Н., Смирнов В. Н., Пуртов В. А., Бурнатная Л. Н., Герасименко Б. Н., Глазырина Н. С., Сидорова М. Н., Ведерников В. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (Издание второе. Серия Среднеуральская). Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка / Ред. М. С. Рапопорт, В. В. Стефановский, К. П. Савельева. Верхняя Пышма, 2000. 274 с.
7. Кулешов В. Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 491–508.
8. Мизенс Г. А., Кокшина Л. В. Палеокарст в нижнекаменноугольных известняках восточного склона Среднего Урала // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. 2009. С. 162–165.
9. Мизенс Г. А., Бадида Л. В., Степанова Т. И., Кучева Н. А. Палеокарст на восточном склоне Среднего Урала и граница нижнего/среднего карбона // Литосфера. 2016. № 6. С. 56–59.
10. Мизенс Г. А., Кулешов В. Н., Степанова Т. И., Кучева Н. А. Отражение глобальных геологических событий фанменского и турнейского веков в разрезе изолированной карбонатной платформы на востоке Урала // Геология и геофизика. 2015. № 11. С. 1945–1960.
11. Петров Г. А., Жиганов А. А., Стефановский В. В., Шалагинов В. В., Петрова Т. А., Овчинников Р. А., Гертман Т. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации.



Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 — Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.

12. *Постоялко М. В., Кучева Н. А., Степанова Т. И., Ширшова Д. И.* Фаунистическая характеристика отложений фаменского и турнейского ярусов в разрезе «Першино» // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской обл., ОАО «УГЭС», 1999. С. 114–136.

13. *Пронин А. А.* Карбон восточного склона Среднего Урала. М.; Л.: АН СССР, 1960. 231 с.

14. *Лучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

15. *Садыхов С. А., Потапов С. С.* Изотопный состав углерода в карбонатных спелеотемах // Литосфера. 2011. № 5. С. 102–110.

16. *Сорока Е. И., Леонова Л. В., Притчин М. Е.* Карбонатные конкреции в карсте известняков Сафьяновского рудного поля (Средний Урал) // Металлогения древних и современных океанов – 2019. Миасс: ИМин УрО РАН, 2019. С. 275–277.

17. *Степанова Т. И., Кучева Н. А., Постоялко М. В.* Литолого-стратиграфическая характеристика нижневизейских карбонатных отложений бассейна р. Реж (мироновская свита) на восточном склоне Среднего Урала // Литосфера. 2008. № 5. С. 15–38.

18. *Тимофеев Д. А., Дублянский В. Н., Кикнадзе Т. З.* Терминология карста. М.: Наука, 1991. 259 с.

19. *Choquette P. W., James N. P.* Introduction // *Paleokarst* / Eds. N. P. James, P. W. Choquette. New York: Springer-Verlag, 1988. P. 1–21.

20. *Decker D. D., Polyak V. J., Asmerom Y.* Depth and timing of calcite spar and 'spar cave' genesis: Implications for landscape evolution studies // *Caves and karst across time* / Eds. J. M. Feinberg, Y. Gao Y., E. C. Alexander E.C. GSA Special Publication, 2016. Vol. 516. P. 103–111.

21. *Dickson J. A. D., Coleman M. L.* Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis // *Sedimentology*. 1980. V. 27. P. 107–118.

22. *Durn G., Ottner F., Slovenec D.* Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia // *Geoderma*. 1999. V. 91. P. 125–150.

23. *Frisia S., Borsato A.* Karst // *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes* / Eds. A. M. Alonso-Zarza, L. H. Tanner. Developments in Sedimentology, Vol. 61. Amsterdam: Elsevier, 2010. P. 269–318.

24. *Grossman E. L., Joachimski M. M.* Oxygen isotope stratigraphy // *The Geologic Time Scale 2020* / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Elsevier, 2020. V. 1. P. 279–307.

25. *Hill C. A., Forti P.* Cave Minerals of the World. Huntsville: National Speleological Society, 1986. 238 p.

26. *Jarvis K. E., Gray A. L., McCurdy E.* Avoidance of spectral interference on europium in inductively coupled plasma mass spectrometry by sensitive measurement of the doubly charged ion // *J. Anal. At. Spectrom.* 1989. V. 4. P. 743–747.

27. *Klimchouk A. B.* Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007. 106 p.

28. *Lawrence M. G., Greig A., Collerson K. D., Kamber B. S.* Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // *Aquat. Geochem.* 2006. №12. P. 39–72.

29. *Lawrence M. G., Kamber B. S.* The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing — revisited // *Marine Chemistry*. 2006. V. 100. P. 147–161.

30. *Li D., Ji H., Wei X., Wang S.* Stable carbon and oxygen isotopes of terra rossa in Guizhou Province of China and their relationship to climate and ecology // *Environ. Earth Sci.* 2016. V. 75. 1061

31. *Li F., Webb G. E., Algeo T. J., Kershaw S., Lu C., Oehlert A. M., Gong Q., Pourmand A., Tan X.* Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures // *Chem. Geol.* 2019. V. 509. P. 163–177.

32. *Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G. A., Zhu M.* Cerium anomaly variations in Ediacaran — earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater // *Prec. Res.* 2013. V. 225. P. 110–127.

33. *Lohmann K. C.* Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst // *Paleokarst* / Eds. N.P. James, P.W. Choquette. New York: Springer-Verlag, 1988. P. 58–80.

34. *Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H.* The fractionation between Y and Ho in the marine environment // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 329–340.

35. *McLennan S. M.* Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks Influence of Provenance and Sedimentary Process // *Review of Mineralogy*, 1989. V. 21. P. 169–200.

36. *Möller P., Dulski P., De Lucia M.* REY Patterns and Their Natural Anomalies in Waters and Brines: The Correlation of Gd and Y Anomalies // *Hydrology*. 2021. V. 8. 116.

37. *Otoničar B.* Speleogenesis and depositional history of paleokarst phreatic caves/cavities; Podgrad, SW Slovenia // *Acta carsologica*. 2021. V. 50. №1. P. 67–96.

38. *Pourret O., Davranche M., Gruau G., Dia A.* Competition between humic acid and carbonates for rare earth elements complexation // *Journal of Colloid and Interface Science*. 2007. V. 305. №1. P. 25–31.

39. *Spötl C., Dublyansky Yu., Koltai G., Honiat C., Plan L., Angerer T.* Stable isotope imprint of hypogene speleogenesis: Lessons from Austrian caves // *Chemical Geology*. 2021. V. 572. 120209.

40. *Swart P.* The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future // *Sedimentology*. 2015. V. 62. P. 1233–1304.

41. *Tostevin R., Shields G. A., Tarbuck G. M., He T., Clarkson M. O., Wood R. A.* Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings // *Chem. Geol.* 2016. V. 438. P. 146–162.

42. *Wallace M. W., Hood A. V. S., Shuster A., Greig A., Planavsky N. J., Reed C. P.* Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 466. P. 12–19.

43. *Webb G.E., Kamber B.S.* Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. P. 1557–1565.

References

1. Afanasiadi E. I., Gryaznov O. N., Dubeykovskiy S. G., Neshchetkin O. B. *Karbonatnyy karst Vostochno-Ural'skoy oblasti* (Carbonate karst of the East Uralian region). Journal of Mining Institute, 2003, V. 153, pp. 46–50.

2. Dubinin A. V. Geochemistry of rare earth elements in the ocean. *Lithol. Miner. Res. V.* 39, pp. 289–307.

3. Dublyansky Y. V. *Zakonomernosti formirovaniya i modelirovaniya gidrotermokarsta*. (Patterns of formation and modeling of hydrothermocarst). Novosibirsk: Nauka, 1990, 151 pp.



4. Dublyansky Y. V., Klimchouk A. B., Tymokhina E. I., Amelichev G. N., Spötl C. *Izmeneniye izotopnogo sostava porod v pristenochnykh zonakh gipogennykh karstovykh kanalov Predgornogo Kryma* (Alteration of isotopic composition of wall-rock of hypogene karst conduits in the Crimean Piedmont). *Speleology and Karstology*, 2013, No. 10, pp. 58–75.
5. Klimchouk A. B., Tymokhina E. I., Amelichev G. M., Dublyansky Yu. V., Staubwasser M. *U/Th datirovaniye speleotem karstovykh polostey yugo-zapadnoy chasti Vnutrenney gryady Gornogo Kryma i opredeleniye vozrasta i dinamiki razvitiya rel'yefa* (U/Th dating of speleothems of karst caves in the southwest part of the Inner Range of the Mountainous Crimea and determination of relief age and its development dynamics). *Speleology and karstology*, 2011, No. 7, pp. 29–39.
6. Korovko A. V., Dvoyeglazov D. A., Kuzovkov G. N., Smirnov V. N., Purtov V. A., Burnatnaya L. N., Gerasimenko B. N., Glazyrina N. S., Sidorova M. N., Vedernikov V. V. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii* (State geological map of the Russian Federation). Scale 1:200 000 (second edition). Sheet O-41-XXXII. Explanatory letter. Eds. M.S. Rapoport, V.V. Stefanovsky, K.P. Savel'yeva. Verkhnyaya Pyshma, 2000, 274 p.
7. Kuleshov V. N. *Evolutsiya izotopnykh uglekislотно-vodnykh sistem v litogeneze. Soobshcheniye 1. Sedimentogenez i diagenез* (Evolution of isotopic carbon dioxide-water systems in lithogenesis. Message 1. Sedimentogenesis and diagenesis). *Litologiya i poleznyye iskopyayemye*, 2001, No. 5, pp. 491–508.
8. Mizens G. A., Kokshina L. V. *Paleokarst v nizhnekamen-nougol'nykh izvestnyakakh vostochnogo sklona Srednego Urala* (Paleokarst in the Lower Carboniferous limestones of the eastern slope of the Middle Urals). *Yezhegodnik-2008. Tr. IGG UrO RAN* (Yearbook-2008. Pr. IGG UB RAS), V. 156, 2009, pp. 162–165.
9. Mizens G. A., Badida L. V., Stepanova T. I., Kucheva N. A. *Paleokarst na vostochnom sklone Srednego Urala i granitsa nizhnego/srednego karbona* (Ancient karst at the eastern slope of the Middle Urals and the Early-Middle Carboniferous boundary). *Litosfera*, 2016, No. 6, pp. 56–59.
10. Mizens, G. A., Kuleshov, V. N., Stepanova, T. I., Kucheva, N. A. Evidence for global Famennian and Tournaisian geologic events in the section of an isolated carbonate platform in the eastern Urals. *Russian geology and geophysics*, 2015, V. 56, No. 11, pp. 1531–1543.
11. Petrov G. A., Zhiganov A. A., Stefanovsky V. V., Shalaginov V. V., Petrova T. A., Ovchinnikov R. A., Gertman T. A. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii* (State geological map of the Russian Federation). Scale 1:1000000 (third generation). Ural series. Sheet O-41 — Yekaterinburg. Explanatory letter. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI, 2011, 492 p.
12. Postoyalko M. V., Kucheva N. A. Stepanova T. I., Shirshova D. I. *Faunisticheskaya kharakteristika otlozheniy famenskogo i turneyskogo yarusov v razreze «Pershino»* (Faunistic characteristics of the Famennian and Tournaisian deposits in the «Pershino» section). *Problemy stratigrafii i paleontologii Urala* (Problems of stratigraphy and paleontology of the Urals). Yekaterinburg: Ministry of Natural Resources of the Russian Federation, OAO UGSE, 1999, pp. 114–136.
13. Pronin A. A. *Karbon vostochnogo sklona Srednego Urala* (Carboniferous of the eastern slope of the Middle Urals). Moscow-Leningrad: USSR AS, 1960, 231 pp.
14. Puchkov V. N. *Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* (Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DesignPolygraph-Service, 2010, 280 pp.
15. Sadykov S. A., Potapov S. S. *Izotopnyy sostav ugleroda v karbonatnykh speleotemakh* (Carbon isotope composition of speleothemes). *Litosfera*. 2011, No. 5, pp. 102–110.
16. Soroka E. I., Leonova L. V., Pritchyn M. E. *Karbonatnyye konkretzii v karste izvestnyakov Safyanovskogo rudnogo polya (Sredniy Ural)* (Carbonate nodules in the limestone karst of the Safyanovskaya ore field (Middle Urals)). *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov–2019* (Metallogeny of ancient and modern oceans–2019). Miass: Imin UB RAS, 2019, pp. 275–277.
17. Stepanova T. I., Kucheva N. A., Postoyalko M. V. *Litologo-stratigraficheskaya kharakteristika nizhnevizeyskikh karbonatnykh otlozheniy basseyna r. Rezh (mironovskaya svita) na vostochnom sklone Srednego Urala* (Lithological-stratigraphic features of Early Visean Rezh River basin carbonaceous deposits (Mironovian formation) in the Middle Urals eastern slope). *Lithosphaera*, 2008, No. 5, pp. 15–38.
18. Timofeev D. A., Dublyansky V. N., Kiknadze T. Z. *Terminologiya karsta* (Karst terminology). Moscow: Nauka, 1991, 259 pp.
19. Choquette P. W., James N. P. Introduction. *Paleokarst*. Eds. N. P. James, P. W. Choquette. New York: Springer-Verlag, 1988, pp. 1–21.
20. Decker D. D., Polyak V. J., Asmerom Y. Depth and timing of calcite spar and 'spar cave' genesis: Implications for landscape evolution studies. *Caves and karst across time*. Eds. J.M. Feinberg, Y. Gao Y., E. C. Alexander E. C. GSA Special Publication, 2016, V. 516, pp. 103–111.
21. Dickson J. A. D., Coleman M. L. Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. *Sedimentology*, 1980, V. 27, pp. 107–118.
22. Durn G., Ottner F., Slovenec D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma*, 1999, V. 91, pp. 125–150.
23. Frisia S., Borsato A. Karst. Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes. Eds. A. M. Alonso-Zarza, L. H. Tanner. *Developments in Sedimentology*, V. 61, Amsterdam: Elsevier, 2010, pp. 269–318.
24. Grossman E. L., Joachimski M. M. Oxygen isotope stratigraphy. *The Geologic Time Scale 2020*. Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Elsevier, 2020, V. 1, pp. 279–307.
25. Hill C. A., Forti P. *Cave Minerals of the World*. Huntsville: National Speleological Society, 1986, 238 p.
26. Jarvis K. E., Gray A. L., McCurdy E. Avoidance of spectral interference on europium in inductively coupled plasma mass spectrometry by sensitive measurement of the doubly charged ion. *J. Anal. At. Spectrom*, 1989, V. 4, pp. 743–747.
27. Klimchouk A. B. *Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective*. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007, 106 p.
28. Lawrence M. G., Greig A., Collerson K. D., Kamber B.S. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways. *Aquat. Geochem*, 2006, No. 12, pp. 39–72.
29. Lawrence M. G., Kamber B.S. The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing — revisited. *Marine Chemistry*, 2006, V. 100, pp. 147–161.
30. Li D., Ji H., Wei X., Wang S. Stable carbon and oxygen isotopes of terra rossa in Guizhou Province of China and their relationship to climate and ecology. *Environ. Earth Sci.*, 2016, V. 75, 1061
31. Li F., Webb G. E., Algeo T.J., Kershaw S., Lu C., Oehlert A. M., Gong Q., Pourmand A., Tan X. Modern carbonate ooids



preserve ambient aqueous REE signatures. *Chem. Geol.* 2019, V. 509, pp. 163–177.

32. Ling H.-F., Chen X., Li D., Wang D., Shields-Zhou G. A., Zhu M. Cerium anomaly variations in Ediacaran – earliest Cambrian carbonates from the Yangtze Gorges area, South China: implications for oxygenation of coeval shallow seawater. *Prec. Res.* 2013, V. 225, pp. 110–127.

33. Lohmann K. C. Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. *Paleokarst*. Eds. N.P. James, P.W. Choquette. New York: Springer-Verlag, 1988, pp. 58–80.

34. Nozaki Y., Zhang J., Amakawa H. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, V. 148, pp. 329–340.

35. McLennan S. M. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks Influence of Provenance and Sedimentary Process. *Review of Mineralogy*, 1989, V. 21, pp. 169–200.

36. Möller P., Dulski P., De Lucia M. REY Patterns and Their Natural Anomalies in Waters and Brines: The Correlation of Gd and Y Anomalies. *Hydrology*, 2021, V. 8, 116 p.

37. Otoničar B. Speleogenesis and depositional history of paleokarst phreatic caves/cavities; Podgrad, SW Slovenia. *Acta carsologica*, 2021, V. 50, No. 1, pp. 67–96.

38. Pourret O., Davranche M., Gruau G., Dia A. Competition between humic acid and carbonates for rare earth elements complexation. *Journal of Colloid and Interface Science*, 2007, V. 305, No. 1, pp. 25–31.

39. Spötl C., Dublyansky Yu., Koltai G., Honiat C., Plan L., Angerer T. Stable isotope imprint of hypogene speleogenesis: Lessons from Austrian caves. *Chemical Geology*, 2021, V. 572, pp. 120–209.

40. Swart P. The geochemistry of carbonate diagenesis: The past, present and future. *Sedimentology*, 2015, V. 62, pp. 1233–1304.

41. Tostevin R., Shields G. A., Tarbuck G. M., He T., Clarkson M. O., Wood R. A. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.*, 2016, V. 438, pp. 146–162.

42. Wallace M.W., Hood A.V.S., Shuster A., Greig A., Planavsky N.J., Reed C.P. Oxygenation history of the Neoproterozoic to early Phanerozoic and the rise of land plants. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, V. 466, pp. 12–19.

43. Webb G. E., Kamber B. S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, V. 64, pp. 1557–1565.

Поступила в редакцию / Received 31.03.2022



Итоги тематического литологического семинара «Литология палеокарста»

(15 февраля 2022 г., Сыктывкар, Республика Коми)

Results of the Thematic Lithological Seminar «Lithology of Paleokarst»

(February 15, 2022, Syktyvkar, Komi Republic)

Paleokarst is defined as an ancient karst that is generally buried under younger sediments or sedimentary rocks. Ancient karst and associated subsurface geological features have great scientific importance, because they not only record the past erosional surfaces of the Earth, but also preserve data on the ancient climate and water transport in paleo-aquiferous horizons. In addition, some paleokarst areas are repositories of a variety of minerals.

Paleokarst is characterized by a variety of morphogenetic occurrences and lithological filling; therefore, the objective of the lithological workshop is to review available modern data on proven and presumed paleokarst, since these data are important for paleogeographic and paleotectonic reconstructions.

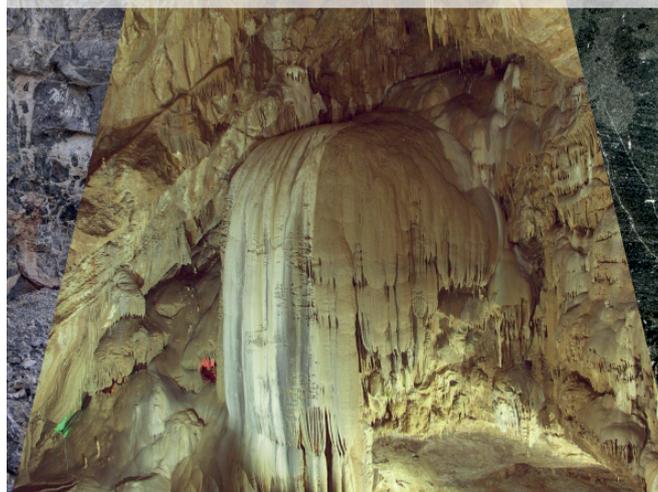
Тематический литологический семинар «Литология палеокарста» в Институте геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН проводился в формате видеоконференции под эгидой Научного совета по проблемам литологии и осадочным полезным ископаемым при Отделении наук о Земле РАН.

Древний карст и связанные с ним подземные особенности имеют большое научное значение, потому что не только фиксируют прошлые эрозионные поверхности Земли, но и сохраняют информацию о древнем климате и движении вод в палеоводоносных горизонтах. С палеокарстовыми карбонатными коллекторами

связаны месторождения нефти и газа, минеральных вод, а с древними карстовыми формами — залежи боксита, фосфорита, угля и торфа. В карстовых формах, современных и древних, могут концентрироваться россыпи алмаза, золота, платины. Пещеры карстовых областей представляют историческую ценность, т. к. являются естественными скважинами в земной коре и могут служить подземными лабораториями для изучения растворения и подземного выветривания горных пород, трещиноватости и разрывных нарушений, подземных гравитационных процессов, формирования подземных вод. Палеокарст характеризуется разнообразием морфогенетических проявлений и литологическим заполнением. В связи с этим задачей литологического семинара было рассмотрение имеющихся современных данных по явно доказанному и предполагаемому палеокарсту для дальнейших палеогеографических и палеотектонических реконструкций.

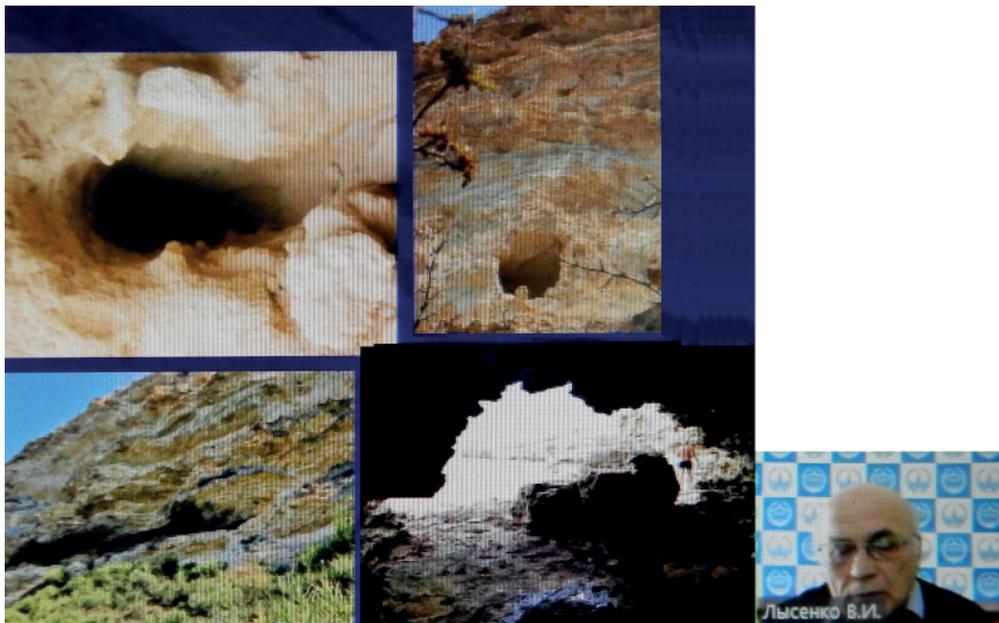
В программу семинара были включены доклады, рассматривающие разные аспекты литологических свидетельств явного и вероятного палеокарста от палеозоя до кайнозоя. Предметом обсуждения являлись следующие направления: форматирование пустотного пространства карбонатных пород при развитии палеокарста, карстовые пещеры как объект мультидисциплинарных научных исследований, результаты из-

Лаборатория литологии и геохимии осадочных формаций
Институт геологии им. академика Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН
Научный совет по проблемам литологии и осадочным полезным ископаемым ОНЗ РАН
15 февраля 2022, Сыктывкар, Республика Коми
ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СЕМИНАР «ЛИТОЛОГИЯ ПАЛЕОКАРСТА»



Т. В. Майдль представляет совместный с аспирантом М. С. Нечаевым пленарный доклад «Палеокарст нижнедевонских толщ северо-востока Тимано-Печорской провинции: проявления, генезис и форматирование пустотного пространства пород»

Tatyana V. Maydl emotionally presents a joint, with a graduate student M. S. Nechaev, plenary report «Paleokarst of the Lower Devonian strata of the north-east of the Timan-Pechora province: occurrences, genesis and formatting of rocks void space»



В. И. Лысенко демонстрирует результаты изучения терригенного материала, заполняющего карстовые пустоты в районе Фиолента (Юго-Западный Крым)

Vitaly I. Lysenko demonstrates the results of study of a terrigenous material filling karst voids in the Fiolent region (South-Western Crimea)



Р. В. Мирнов дистанционно представляет совместный с А. А. Николаевым доклад об исследованиях по субаэральным перерывам в отложениях каширского горизонта Башкортостана

Roman V. Mirnov presents a joint with A. A. Nikolaev online-report on the research of subaerial hiatuses in the Kashira Horizon deposits of Bashkortostan

учения терригенного материала из карстовых пустот, карст и элементарная сера, выраженность в геолого-геофизических полях карста рифов, грубо- и крупно-обломочные образования как возможный палеокарст, изотопно-геохимические характеристики литологического заполнения палеокарстовых полостей, диагностические признаки микро- и макропалеокарста в органогенных карбонатах. Был также заявлен доклад о развитии палеокарста по результатам разномасштабных исследований ядра, ГИС, сейсмозазведки 3D/2D, но не состоялся по причинам, не зависящим от автора.

Среди участников семинара были докладчики из Екатеринбурга, Казани, Севастополя, Сыктывкара,



А. Н. Сандула рассматривает особенности генеза средне-каменноугольных глыбовых карбонатных брекчий гряды Чернышева

Andrey N. Sandula considers the genesis features of the Middle Carboniferous blocky carbonate breccias of the Chernyshev Ridge

Тюмени, Уфы и Ухты. На видеоконференции, помимо участников семинара и находящихся в зале трансляции, присутствовали 12–15 зрителей на youtube-канале (адрес: <https://www.youtube.com/channel/UCRF5FqE1KnY2m0MB7N0Rorg>); позднее запись семинара посмотрели более 200 человек. Это свидетельствует о том, что предложенная тематика представляет большой научный и практический интерес и указывает на перспективность организации в формате полномасштабного литологического совещания по палеокарсту.

Председатель оргкомитета семинара д. г.-м. н. А. И. Антошкина, секретарь к. г.-м. н. Е. С. Пономаренко



Первые страницы истории открытия карста в России

- Первое упоминание о карстовых явлениях в России содержится в книге арабского путешественника **Ахмада ибн Фадлана** о его путешествии на Волгу в 921–922 годах.

- Наиболее ранние упоминания о карстовых пещерах Северного Приуралья были отражены на карте мира, составленной **итальянским монахом Фра Мауро** около 1459 г.

- **Семен Ульянович Ремезов** в 1703 г. по указу Петра I выполнил чертеж Кунгурских пещер. В 1720 г. исследователь Сибири Д. Г. Мессершмидт, находившийся с экспедицией в Тобольске, отправил в город Санкт-Петербург рапорт, к которому приложил план Кунгурской пещеры с надписями на немецком языке. Подобный чертеж опубликован в книге Ф. И. Страленберга (1730), изданной в Стокгольме. Так как данная схема пещеры похожа на многие другие работы С. У. Ремезова, учеными было доказано, что чертеж Ф. И. Страленберга является копией с исчезнувшего плана Кунгурской ледяной пещеры (Андреев, 1939; Иванов, 1958).

- Первое литологическое описание карстовых брекчий в отечественной литературе было выполнено **Михаилом Эдуардовичем Ноинским** (*Ноинский М. Э. О происхождении «брекчиевидного известняка» Самарской Луки // Тр. Казанского общества естествоиспытателей. 1905. Т. 39, вып. 5. С. 53–58.*)

- В 1913 г. в ходе инженерно-геологических изысканий в долине р. Ик в связи со строительством железной дороги Бугульма–Чишмы М. Э. Ноинский выяснил природу образования здесь поверхностных карстовых провалов, которые возникли в связи с выщелачиванием гипсовой залежи кунгурского яруса нижней перми. М. Э. Ноинским были заложены основы геологического изучения карстового процесса.

Некоторые факты в изучении карста и палеокарста в Республике Коми

- Карстовые явления в юго-восточных районах республики Коми (Коми АССР) имели широкое распространение и издавна привлекали внимание исследователей. Но их изучение приобрело особое значение в связи с начавшимся интенсивным освоением территории и формированием Тимано-Печорского территориально-производственного комплекса. Важной вехой можно считать работу **Б. Н. Любомирова** «Некоторые особенности карстопоявления на территории Коми АССР» (*Тр. ВНИГРИ. Вып. 131. Геол. сб. № 4. Л.: Гостоптехиздат, 1959.*)

- Присутствие карстовых пещер на Урале отмечали Б. И. Гуслицер и В. И. Канивец (1965). Позднее Н. П. Торсуев написал о распространении гипсового карста на Тиманском кряже (1975).

- Г. П. Лысенин (1981) в своей обзорной статье показал, что в пределах Тимано-Уральской провинции выделяются площади развития современного карбонатного, гипсового и соляного карста в зоне гипергенеза и на площади преимущественного распространения палеокарстовых форм. К древним карстовым

The first pages of the history of the discovery of karst in Russia

- The first mention of karst phenomena in Russia is contained in the book of the Arab traveler **Ahmed Ibn Fadlan** about his journey to the Volga in 921–922.

- The earliest references to the karst caves of the Northern Urals were reflected on the world map compiled by the Italian monk **Fra Mauro** around 1459.

- **Semyon Ul'yanovich Remezov** in 1703, by decree of Peter I, completed the «drawing of the Kungur caves». In 1720, Siberian explorer D. G. Messerschmidt, who was with an expedition in Tobolsk, sent a report to the city of St. Petersburg, to which he attached a plan of the Kungur cave with inscriptions in German. A similar drawing was published in the book by F. I. Stralenberg (1730), published in Stockholm. Since this scheme of the cave is similar to many other works by S. U. Remezov, scientists have proved that the drawing by F. I. Stralenberg is a copy from the disappeared plan of the Kungur Ice Cave (Андреев, 1939; Иванов, 1958).

- The first lithological description of karst breccias in Russian literature was made by **Mikhail Eduardovich Noinsky**. (Noinsky M.E. On the origin of the «brecciated limestone» of the Samara bow // Proceedings of the Kazan Society of Naturalists. 1905. V. 39, issue 5. P. 53–58).

- In 1913, during an engineering and geological survey in the Ik River valley in connection with the construction of the Bugulma–Chishma railway, **M. E. Noinsky** found out the nature of the formation of surface karst sinkholes here, which arose in connection with the leaching of a gypsum deposit of the Kungurian stage of the Lower Permian. He laid the foundations for the geological study of the karst process.

Some facts in study of karst and paleokarst in Komi Republic

- Karst phenomena in the southeastern regions of the Komi Republic (Komi ASSR) were widespread and have long attracted the attention of researchers. But their study acquired special significance in connection with the beginning of intensive development of the territory and the formation of the Timan-Pechora Territorial Production Complex. B.N. Lyubomirov's work «Some features of karst manifestations on the territory of the Komi ASSR. Tr. VNIGRI. Issue. 131. Geol. Sat. No. 4. L.: Gostoptekhizdat, 1959» in this field can be considered an important landmark.

- The presence of karst caves in the Urals was noted by B.I. Guslitzer and V. I. Kanivets (1965). Later N. P. Torsuev (1975) wrote about the distribution of gypsum karst on the Timan Ridge.

- G. P. Lysenin (1981) showed in his article that within the limits of the Timan-Ural province, areas of development of modern carbonate, gypsum and salt karst in the zone of hypergenesis and areas of predominant distribution of paleokarst forms were distinguished. Deposits of sedimentary bauxites in the upper reaches of the Vychegda

впадинам в рельефе кровли известняков верхнего девона приурочены залежи осадочных бокситов в верховьях р. Вычегды. С карстовыми карбонатными коллекторами связаны нефтяные залежи на Пашнинском, Северо-Савиноборском, Лузском, Западно-Тэбукском и Джьерском месторождениях. На многих участках закарстованные породы палеозоя вмещают бромные и йодо-бромные минеральные воды, использующиеся в промышленных и других целях.

- На происхождение широко развитых каменноугольных известняковых брекчий на гряде Чернышева долгое время существовали разные точки зрения, но возобладала осадочная. Ясность в этом вопросе внесла работа Л. В. Мигунова и Т. В. Майдль (1992). Авторы на основании гидрохимических данных показали, что происхождение известняков является карстовым вследствие подземного избирательного выщелачивания ангидритов и преобразования доломитов в известняки.

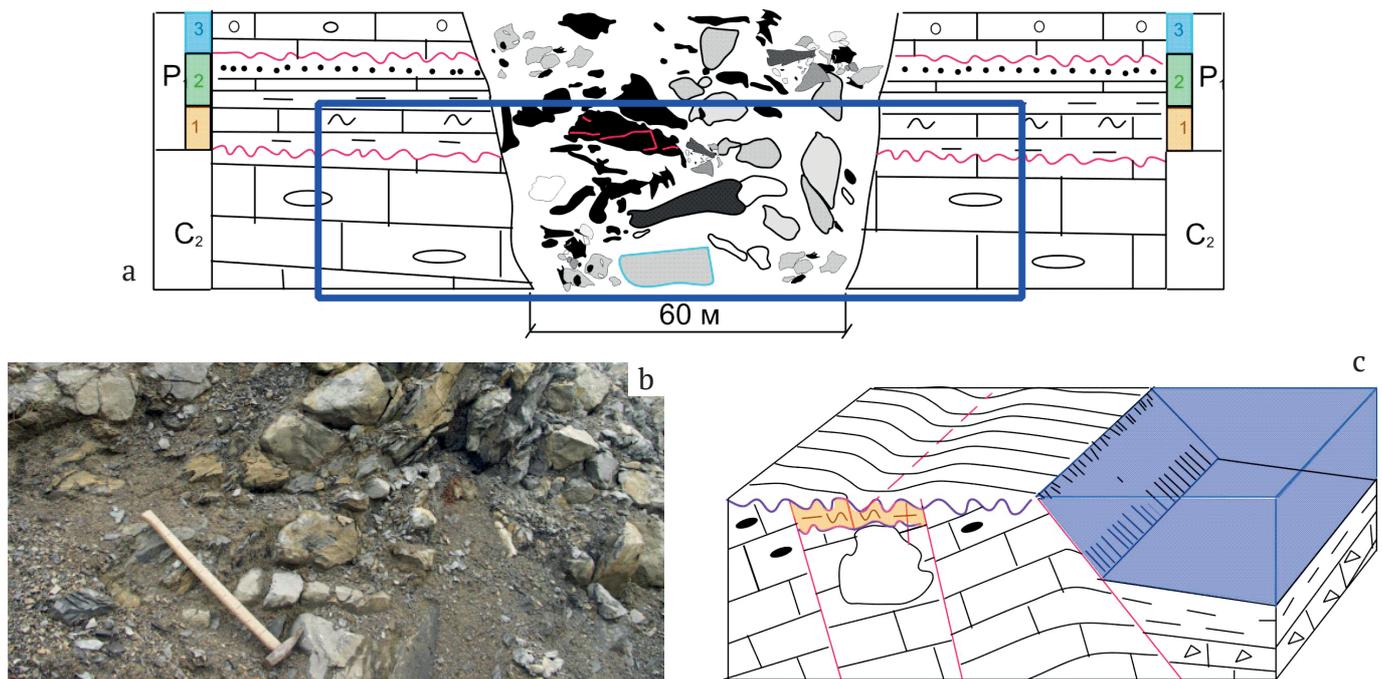
- В настоящее время исследования активно проводятся на разрезах скважин потенциально нефтеносных площадей, так как палеокарстовые резервуары, как правило, имеют сложную историю формирования и ярко выраженную латеральную и вертикальную изменчивость.

River are confined to the ancient karst depressions in the top relief of the limestones of the Upper Devonian. Oil deposits are associated with karst carbonate reservoirs in the Pashnino, Severny Savinibor, Luza, Zapadny Tebuk and Dzhyer fields. In many areas, Paleozoic karst rocks contain bromine and iodine-bromine mineral waters used for industrial purposes, etc.

- There were different points of view on the origin of widely developed Carboniferous limestone breccias on the Chernyshev Ridge for a long time, but sedimentary one prevailed. L. V. Migunov's and T. V. Maidl's (1992) work clarified this issue of fact. The authors, based on hydrochemical data, showed that the origin of limestones was karst due to underground selective leaching of anhydrites and transformation of dolomites into limestones.

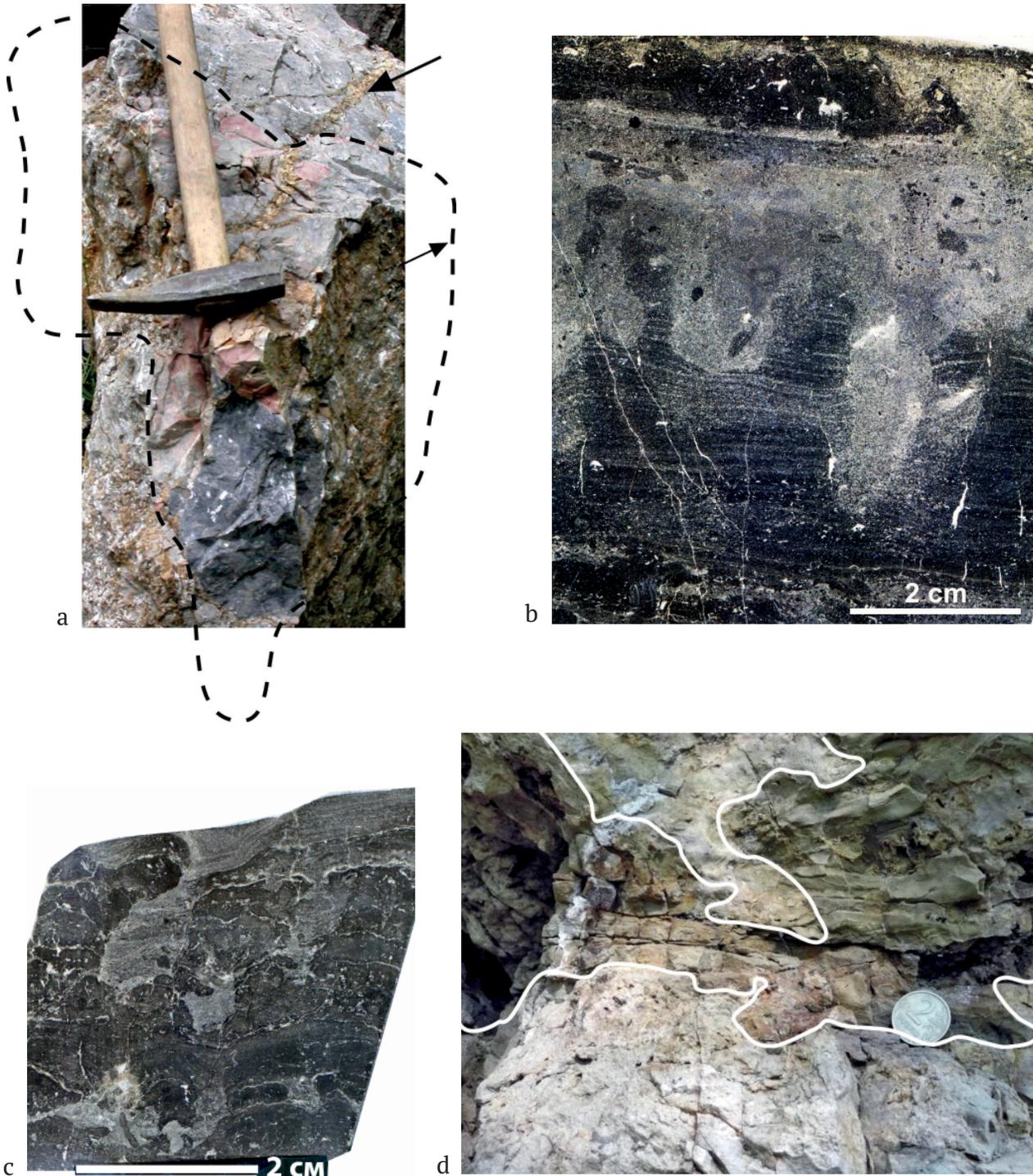
- Currently, studies are actively carried out in well sections of potentially oil-bearing areas, since paleokarst reservoirs, as a rule, have a complex history of formation and pronounced lateral and vertical variability.

Разнообразие проявлений палеокарста Diversity of paleokarst occurrence



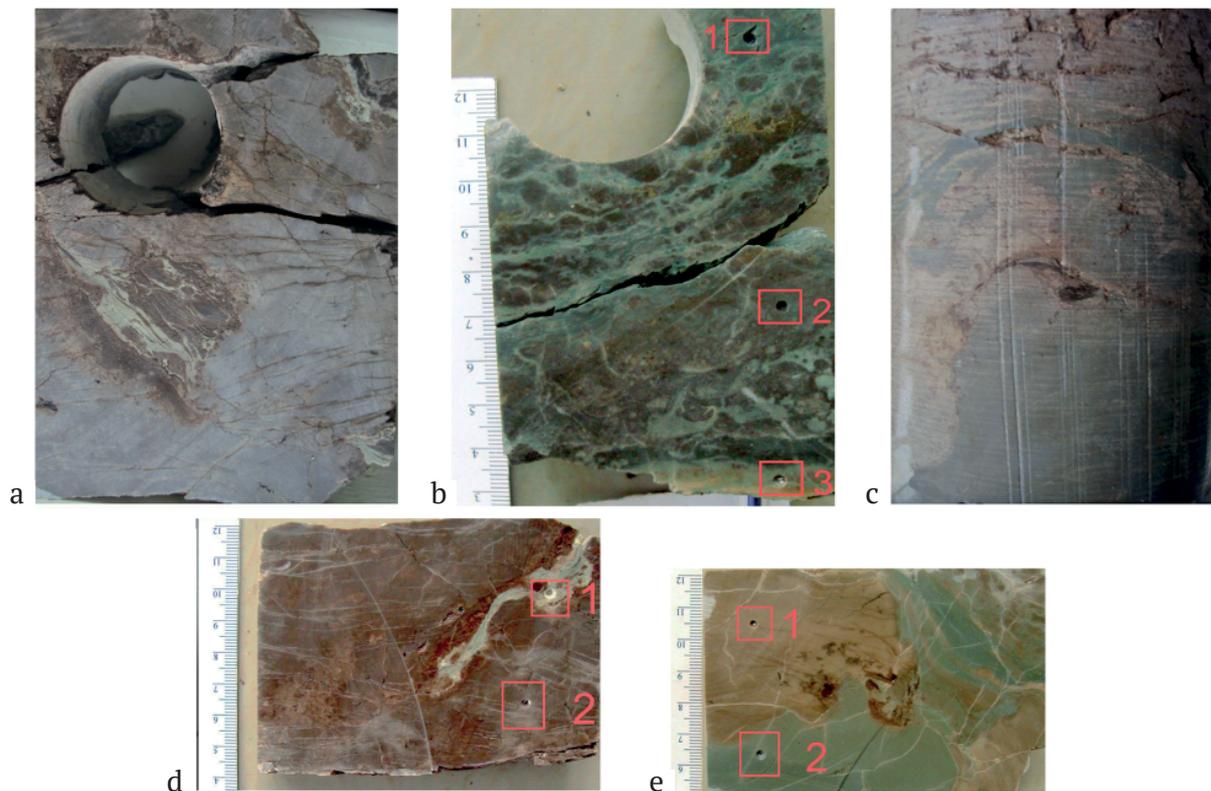
Нижнепермские карстовые обломочные образования на севере Предуралья: а — зарисовка стенки карьера цементного завода: секущие границы обломочных образований и стратифицированных отложений. Видимая часть среза обломочных образований в стенке карьера высотой около 20 м (прямоугольник), а предполагаемая — не менее 35 м; б — хаотическая брекчия заполнения палеокарстовой полости. Обломки поддерживаются матрицей. Крупные обломки окружены более мелкими обломками, а те, в свою очередь, еще более мелкими; в — модель предсреднеассельского (ранняя пермь) поднятия пассивной окраины и образования палеокарстовой полости в полярной части Предуралья

The Lower Permian clastic karst formations in the north of the Pre-Urals Foredeep: a — sketch of the wall of the Cement Plant quarry - secant boundaries of clastic formations and stratified deposits. The visible part of the section of clastics in the quarry wall is about 20 m high (a rectangle), and the estimated part is at least 35 m; b — a chaotic breccia filling the paleokarst cavity. The debris is supported by the matrix. Large fragments are surrounded by smaller fragments, which in turn are even smaller; c — the model of the Pre-Middle Asselian (Early Permian) uplift of the passive margin and the formation of a paleokarst cavity in the polar part of the Pre-Urals



Силурийские отложения с проявлением палеокарста: а — заполнение разнородными рифовыми известняками палеокарстовой полости в верхнесилурийском рифе Ветохино (Западный Салаир). Отчетливо проявляется гематизация обломков светлых биогермных известняков. Стрелками показаны контур карстовой полости (штриховая линия) и нептуническая дайка, заполненная Fe-глинистым и мелким обломочным материалом, которая прорывает рифовые известняки над палеокарстовой полостью и брекчии; б — проявление микрокарста в строматолитовых доломитах вблизи кровли маршрутного горизонта верхнего лландовери, р. Верхняя Косью, бассейн р. Ильч (Северный Урал); в — проявление микрокарста в строматолитовых известняках филиппельского горизонта среднего лландовери, р. Верхняя Косью, бассейн р. Ильч (Северный Урал); д — палеокарстовая полость (тип спелеотемы), заполненная глинистыми тонкозернистыми доломитами, в толще рифовых известняков Седью, франский ярус (Южный Тиман)

Silurian deposits with occurrences of paleokarst: a — filling of the paleokarst cavity with heterogeneous reef limestones in the Upper Silurian Vetokhino Reef (Western Salair). The hematization of light biohermal limestones fragments is clearly seen. Arrows show the contour of the karst cavity (dashed line) and a neptunian dike filled with Fe-argillaceous and fine clastic material, which intrudes reef limestones above the paleokarst cavity and breccias inside; b — occurrence of microkarst in stromatolitic limestones near the top of the Marshrutny Horizon of the Upper Llandovery, the Verkh Kosyu River, the basin of the Ilych River (Northern Urals); c — occurrence of microkarst in stromatolitic limestones of the Philippel' Horizon, Middle Llandoveryan, the Verkh Kosyu River, the basin of the Ilych River (Northern Urals); d — paleokarst cavity (speleothem type) filled with clayey fine-grained dolomites, the Sedyu Reef, Frasnian Stage (Southern Timan)



Литологические признаки проявления несогласия в керне, сопровождавшегося формированием древнего карста: а — доломит с древним карстом; трещины и каверны с доломитовой мукой содержат также окисленную нефть и светло-зеленую глину; б — доломит, интенсивно глинизированный по трещинам; в — брекчия растворения-обрушения; д — глинистое выполнение трещины с красноцветным элювием в доломите; е — окисленный пирит в брекчии. Диаметр керна — 8 см. Красные прямоугольники — места отбора проб

Lithological signs of the occurrence of unconformity in the core, accompanied by the formation of ancient karst: a — dolomites with ancient karst; cracks and caverns with dolomite flour also contain oxidized oil and light green clay; b — dolomite, intensively clayed along cracks; c — dissolution-collapse breccia; d — clay fissure filling with red-colored eluvium in dolomite; e — oxidized pyrite in breccia. The core diameter is 8 cm. The red rectangles are the sampling sites

Материалы представили: д. г.-м. н. А. И. Антошкина, к. г.-м. н. В. А. Салдин, к. г.-м. н. Е. С. Пономаренко, к. г.-м. н. Т. В. Майдль, м. н. с. Н. С. Инкина

Вклад профессора А. А. Чернова в изучение карстовых явлений (к 145-летию со дня рождения)

Contribution of Professor A. A. Chernov to the study of karst phenomena (on the occasion of the 145th anniversary of the birth)

This year marks the 145th anniversary of the birth of Professor, Doctor of geological and mineralogical sciences Alexander Alexandrovich Chernov (1877–1963). The Geological Museum of the Institute of geology FRC Komi SC UB RAS bears the name of A. A. Chernov, because all major discoveries of the most important minerals in the Pechora area are associated with him: discovery of the Pechora coal basin, substantiation of oil and gas areas, native and placer gold content of the Urals and Timan, diamond content and much more. Scientific interests of A. A. Chernov concerned not only the search and discovery of mineral deposits, but also organizational and geological-economic problems. At the very beginning of his scientific activity, Alexander Alexandrovich worked upon the problem of karst formation.

В 1911 году А. А. Чернов, будучи преподавателем на Московских высших женских курсах, организует экскурсию на верхнюю Печору. В рукописях А. А. Чернова, хранящихся в фондах Научного архива Коми научного центра УрО РАН (НА Коми НЦ УрО РАН), сказано: «В ней [экскурсии] принимали участие две слушательницы курсов и одна археологичка. Мы приехали пароходом в г. Чердынь и оттуда по тракту в д. Петрецову на р. Колве. Отсюда прошли 30-километровый волок в д. Усть-Бердыш на Унье, багаж привезли на волокуше. Здесь наняли лодку и двух рабочих. Они подняли нас на лодке до пещеры, которая была описана еще Гофманом. Полазав по пещере, вымазавшись в глине и вымокнув, мы развели в ее начале костер, обсушились и улеглись около костра на ночь. Утром оказалось, что все белье, положенное около костра для просушки одной из спутниц, сторело. Но ее неожиданно выручил владелец одной небольшой домны —



Лукьянов. Его домна еще стояла на левом берегу Уныи, против Усть-Бердыша» (НА Коми НЦ УрО РАН. Ф. 7. Оп. 1. Д. 23. Далее: НА). Как писал А. А. Чернов, в результате той поездки В. А. Варсанюфьева «заразилась любовью к печорским просторам» и впоследствии занималась геоморфологическими исследованиями Печорского Урала, в том числе и карстовыми образованиями. В 1911 году В. А. Варсанюфьева вблизи д. Мазуевка исследовала провал и пещеру, которую впоследствии назвали в ее честь. Отметим, что позднее она, так же как и А. А. Чернов, работала в Институте геологии Коми филиала АН СССР.

В 1913 году по рекомендации будущего академика А. П. Павлова Александр Александрович проводил исследования в Уфимском уезде с целью выяснения геологических условий района и возможности для прокладки туннелей и мостов. А. А. Чернов прошел трассу от Казани до Екатеринбурга вдоль линии строящейся железной дороги. Особенно детально здесь им были изучены нижнепермские отложения, в частности в области развития карстовых явлений в гипсовых породах, широко развитых к западу от Уфы (местечко Атерский Ключ). В этих исследованиях помощниками А. А. Чернова были М. С. Швецов и В. С. Ильин, товарищи по Московскому университету. Александр Александрович дал подробное описание разнообразных форм карстового рельефа и закономерностей их распространения, общую картину геологических и физико-географических условий проявления карста в данном районе и общую характеристику мощности коры выветривания, вскрытую буровыми работами (рис. 1). По условиям образования были выделены три группы провалов. К первой группе отнесены мелкие провалы, возникающие в виде цилиндрических ям. Происхождение их А. А. Чернов связывал с вертикальными ходами (трещинами) в толще гипса или с выщелачиванием гипса.

Во вторую группу он включил провалы правильной крупной формы, достигающие нескольких саженей в диаметре. Такие провалы образуются над большими пещерами в коренных выходах. В третью группу вошли провалы над пещерами в виде неправильных углублений, сечением приближающихся к овалу.

Позднее А. А. Чернов выполнил ряд геолого-гидрологических работ по изучению явлений карстобразования территорий, связанных с проектированием строительства различных сооружений.

В 1915 году к нему обратились с вопросами устойчивости Окского косогора в районе проектирования туннеля новой железнодорожной линии Нижний Новгород – Котельнич. А. А. Чернов провел инженерные работы по изучению особенностей геологического строения, оползней, гидрогеологические исследования. В отчете «Геологическое исследование Окского косогора около проектированного тоннеля в г. Нижнем Новгороде, выполненное в 1915 г.» (1917) он указывает, что в краевых частях косогора происходит выщелачивание гипса, что ведет к образованию пустот (пещер), достигающих крупных размеров. Так, им была обнаружена пустота, заполненная водой, размером 1.5 сажени (3 метра) в поперечнике.

В архиве Коми научного центра сохранились отчеты и заключения по вопросам устойчивости территорий с проявлением карста. В 1921 году А. А. Чернов дает заключение о пригодности для строительных целей территории рабочего поселка Растяпино. Участки с менее мощным наносом, под которыми непосредственно залегают гипсовые толщи, он выделяет как наименее благоприятные для строительства и указывает на необходимость мониторинга грунтовых вод, которые способствуют возникновению провалов (НА. Д. 186).



Рис. 1. А. А. Чернов на Высших женских курсах, 1914 г. Стоят слева направо: Д. М. Раузер-Черноусова, В. А. Варсанюфьева. Сидят слева направо: М. И. Шульга-Нестеренко, Н. А. Емельянова

Fig. 1. A. A. Chernov at the Higher Courses for Women, 1914. Standing from left to right: D. M. Rauzer-Chernousova, V. A. Varsanofyeva. Sitting from left to right: M. I. Shulga-Nesterenko, N. A. Emelyanova

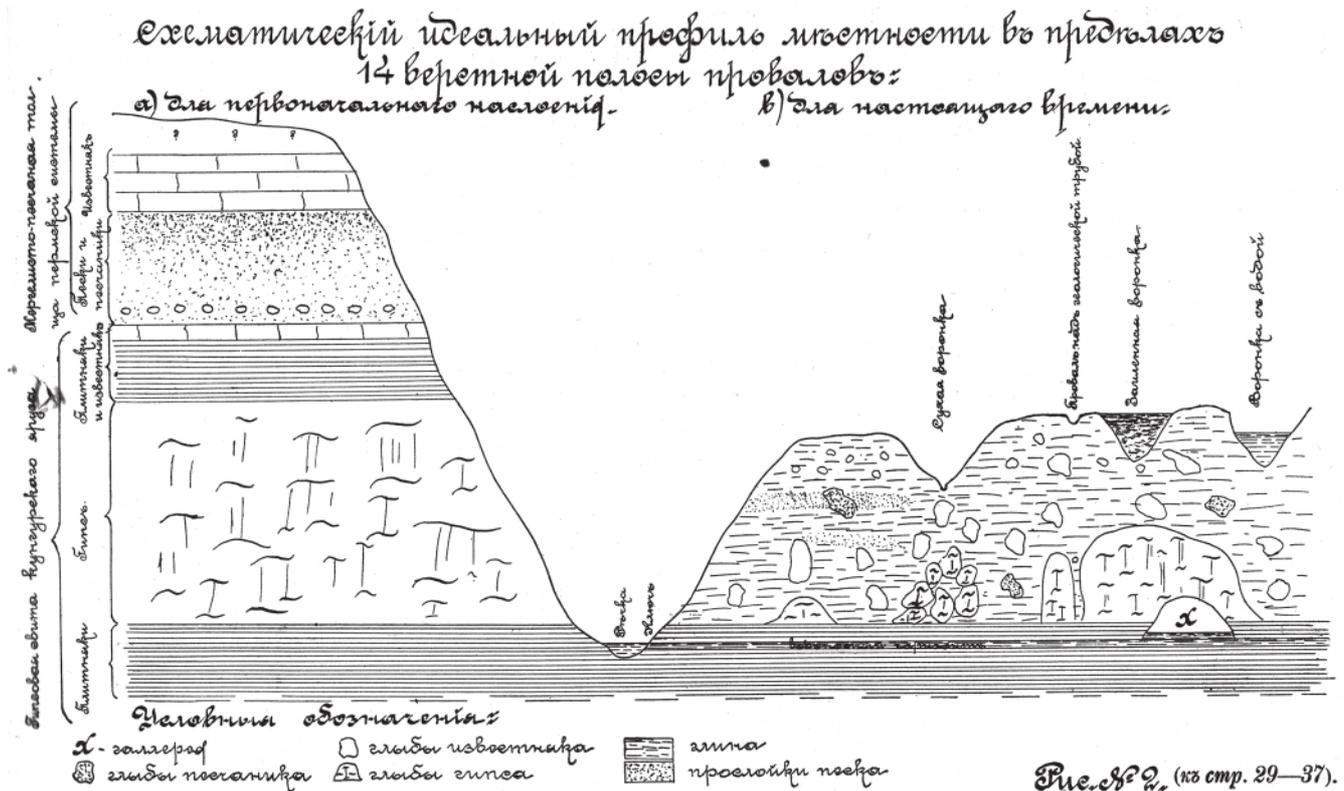


Рис. 2. Схематический профиль из книги А. А. Чернова, М. С. Швецова «Геологическое описание местности вдоль линии Казань – Екатеринбург». 1913. С. 39

Ris. 2. A schematic profile from the book by A. A. Chernov, M. S. Shvetsov «Geological description of the area along the Kazan – Yekaterinburg line». 1913. P. 39

В 1929–1930 гг. на Самарской Луке работала геоморфологическая партия Гидротехгеоинститута под руководством А.С. Баркова с целью изучения поверхностных карстовых форм, ниш, гротов и пещер. В составе партии исследования проводили Н. И. Соколов, А. А. Чернов, О. И. Тихвинский, Н. И. Кузин, Ю. Н. Проферансов, М. П. Семенов, Н. К. Тихомиров. По результатам работ была составлена карта распространения карстовых явлений и подготовлены соответствующие публикации. В архиве Коми научного центра сохранились заключения, данные в 1930 году А. А. Черновым по устойчивости территории г. Дзержинска Нижегородской области. Даны рекомендации для проведения буровых работ в области распространения провалов и гипсовых залежей (НА. Д. 189). В 1932 году на основании предыдущих исследований и данных бурения Александр Александрович дает заключение относительно устойчивости территории, выбранной для строительства теплоэлектроцентрали в г. Дзержинске, в которой также отмечает,

что на территории ярко прослежены процессы карстообразования (НА. Д. 192).

Сохранились рукописные дополнения А. А. Чернова к отчету В. Д. Соколова относительно сооружения завода на Чернореченских дачах Нижегородской области. Территорию, изначально выбранную для этих целей, по мнению А. А. Чернова, следует признать опасной в связи с развитием провалов (НА. Д. 191).

В 1934 году в сборнике «Инженерно-геологические исследования для Волгостроя у Самарской Луки за 1929–1932 гг.» выходит в свет статья А. А. Чернова «О карсте Самарской Луки и его опасности для утечки воды при устройстве плотины через Волгу».

Исследования процессов карстообразования Александром Александровичем Черновым внесли важный вклад в инженерно-строительные работы первой половины XX в., а свой огромный опыт в познании этих процессов он передал многочисленным ученикам.

К. г.- м. н. И. С. Астахова

Редакторы издательства:
О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:
Р. А. Шуктомов

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 31.08.2022. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 6.5. Тираж 140. Заказ 1187. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН).

Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru
На обложке использованы фото А. Соболевой, Ю. Глухова, В. Салдина, К. Романова.