

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН РАН)



**МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
(С ИНОСТРАННЫМ УЧАСТИЕМ)**

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ТЕРРИГЕННЫХ
И КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ
(ЛИТОЛ 2023)**

18–21 апреля 2023 г.

Конференция посвящена памяти
Анны Григорьевны Коссовской (1915–2000)
Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003)



Москва
ГЕОС

УДК 552.5; 551.3.051
ББК 26.323
Ф 87

Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов (ЛитоЛ 2023). Конференция посвящена памяти Анны Григорьевны Коссовской (1915-2000) и Ирины Васильевны Хворовой (1913-2003). – М.: ГЕОС, 2023. 252 с.

ISBN 978-5-89118-868-6

Ответственный редактор
Е.В. Щенетова

© ГИН РАН, 2023
© Издательство ГЕОС, 2023

Состав, строение и условия формирования формации Сулия острова Сенья Заполярной Норвегии

Уточнение геологической истории развития самой западной части Балтийского щита, обрамлённой системой каледонид [3, 6], которые ныне находятся преимущественно на территории Норвегии, является важной задачей для понимания развития всей северо-западной части Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней Арктических регионов Баренцевоморского шельфа с целью поисков и разведки полезных ископаемых на суше и акватории. Исследования, включающие изучение геологического строения и состава раннепалеозойских, архейских и протерозойских породных комплексов древних континентов и океанов, выведенных на дневную поверхность в пределах западного борта Балтийского щита [5, 9], позволяют решить эту задачу.

Объект исследования – формация Сулия (Sl), выходящая на дневную поверхность в обнажении вблизи населённого пункта Сулия (Sol-lie) острова Сенья в заполярной части Норвегии, представленная вендраннекембрийскими метаморфическими породами кварц-мусковит-серицитового состава, сильно выветрелыми, неравномерно ожелезнёнными (рис. 1а-б). Цель и задачи работы – изучить минеральный состав и тектоническое строение метаморфических пород, слагающих верхнюю часть Верхнего аллохтона [7]; обосновать приуроченность данной формации к парапородам (бывшим осадочным), накопившимся в поздневендско-раннекембрийском осадочном бассейне океана Япетус и поднятым на дневную поверхность в результате каледонского тектогенеза, завершившегося горообразованием в раннем девоне [6, 5]; уточнить степень метаморфизма данных пород и характер рудопроявлений.

Проведены полевые работы на обнажении высотой до 5 и протяжённостью до 30 м, сложенном метаморфизованными до стадии зелёных сланцев породами [4], которые залегают в виде трёх плит толщиной (снизу вверх) 2.5, 1.5 и 0.75 м, наклонённых на северо-запад под углом 35–40°; вышележащие плиты «скользят» по поверхности нижележащих (см. рис. 1в).

¹ Ухта, Россия

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

³ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН, Черноголовка, Россия

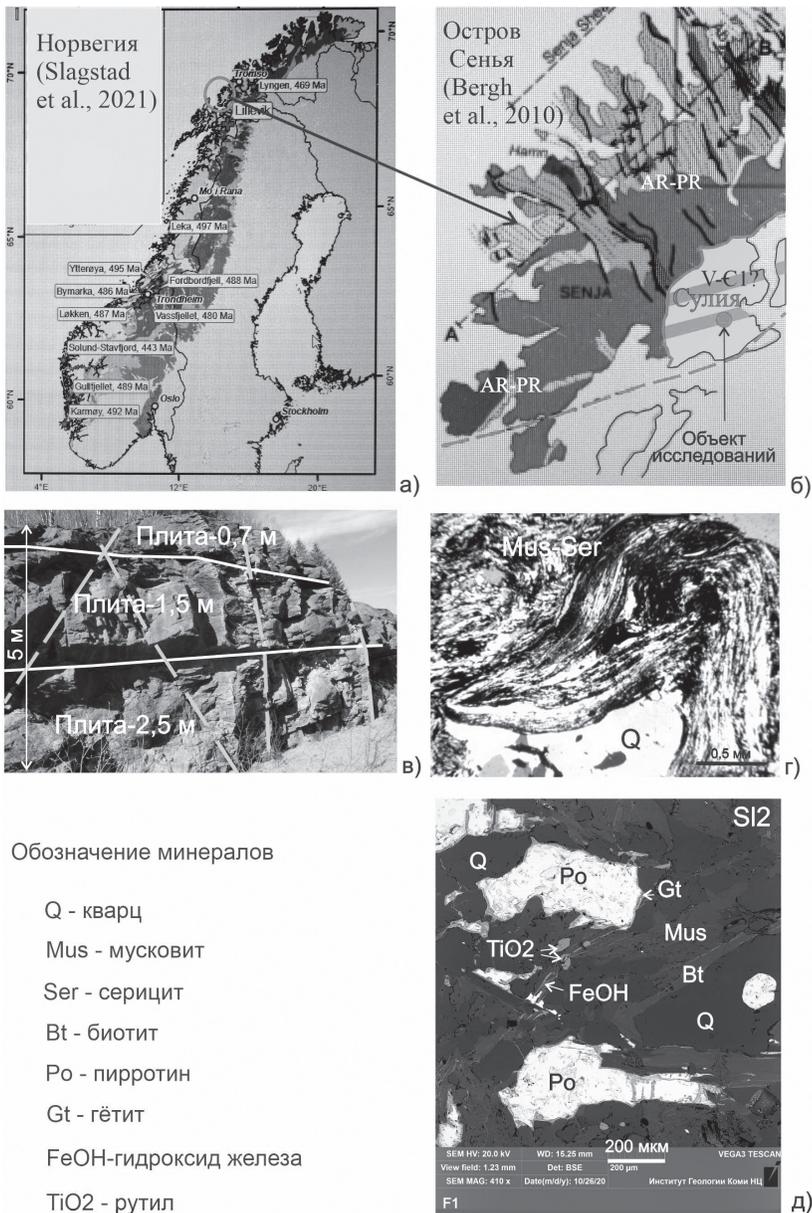


Рис. 1. Геологическая схема Заполярной Норвегии (а) и острова Сенья с местоположением обнажения Сулия (б), строение обнажения (в), микрофотографии изученных пород и их минеральных компонентов в оптическом микроскопе (г) и в СЭМ (д)

Наблюдаются три основных вида трещин: субвертикальные – сжатия; субвертикальные и наклонные – сдвига; субгоризонтальные – сдвига (скольжения плит). Вертикальные и наклонные трещины приурочены к центральной части обнажения, где пронизывают все плиты; трещины открытые и заполнены обломочным материалом, участками они формируют тонкую плитчатость, параллельную трещиноватости. Ширина подобных субвертикальных трещинных зон иногда достигает 2 м. Субгоризонтальные трещины развиты вдоль поверхностей скольжения плит относительно друг друга. В пределах каждой плиты, участками наблюдается первичная тонкая слоистость пород, субпараллельная общей крупномасштабной плитчатости. Также присутствует своего рода наложенная слоистость, развитая, вероятно, по уже литифицированным, твёрдым породам – неравномерно волнистая, с горизонтальными, наклонными и опрокинутыми слоями (см. рис. 1г), которая обусловлена тектоническими событиями, связанными с каледонским горообразованием [7].

Ожелезнение тяготеет к центральной части обнажения, наиболее нарушенной субвертикальными и наклонными трещинами; его интенсивность уменьшается и сходит на нет в краевых частях обнажения, что отчетливо проявляется в изменении окраски пород: нежелезённые участки – серого и коричневато-серого цвета (обр. S11), железённые – буро-красного (обр. S12).

Изучение образцов пород, отобранных из железённой и не железённой частей обнажения, в оптическом микроскопе показало, что в основном они сложены кварцем и мусковитом, существенно серицитизированным (см. рис. 1г).

Минеральный состав не железённой породы (S11) в целом: кварц (Q), мусковит (Mus), серицит (Ser), а также биотит (Bt), калиевый полевой шпат (Kfs), альбит (Ab), рутил (TiO₂), циркон (Zr), ураноторит (UThr), халькопирит (Csp), молибденит (Mol), сера (S), углистое вещество (C). Минеральный состав железённой породы (S12) (см. рис. 1д): кварц (Q), мусковит (Mus), серицит (Ser), биотит (Bt), альбит (Ab), рутил (TiO₂), циркон (Zr), серу (S), углистое вещество (C), в ней не обнаружены калиевый полевой шпат (Kfs), ураноторит (UThr), халькопирит (Csp), молибденит (Mol). Присутствуют минералы, которых нет в нежелезённой породе: плагиоклаз (Pl), хлорит (Chl), апатит (Ap), пирит (Py), пирротин (Po), гидроксид железа (FeOH), гётит (Gt), монацит (Mnz).

К мусковит-серицитовой (сланцевой) составляющей тяготеет метаморфизованное почти чёрное углистое вещество (C до 95 мас.%, по данным количественного исследования в СЭМ). Наблюдаются редкие сильно обугленные (C до 67–82 мас.%) образования, возможно, являющиеся метаморфизованными органическими остатками, учитывая их овальную форму и апатит-кварцевый (Ap-SiO₂) состав и равномерное распределе-

ние рассеянных тонких зёрен по поверхности углистого вещества. Не исключены аутигенная (первично органогенная) природа апатита и былое существование скелетной фауны, что могло бы подтвердить раннекембрийский возраст осадочного бассейна [1, 2, 8].

В результате проведённых исследований сделаны следующие выводы.

Формация Сулия – метаморфизованный и гипергенно-преобразованный комплекс пород, в настоящее время включающих не ожелезнённые и ожелезнённые разности, различия которых унаследованы от неоднородного по минеральному составу первично-осадочного субстрата донных отложений океана Япетус, накапливавшихся в поздневендско-раннекембрийское время.

Породы залегают в виде отдельных плит разной толщины, которые смещены относительно друг друга в северо-западном направлении по поверхностям скольжения, наклонённым под углом 35–40°, а также нарушены субвертикальными и наклонными трещинами сдвига и сжатия, пронизывающими породы в центральной части обнажения, к которой тяготеют ожелезнённые участки.

Породы формировались в три этапа: осадочный, метаморфический и гипергенный; метаморфизм достиг стадии зелёных сланцев.

Углистое (возможно, органическое) вещество, с апатитом и кварцем на поверхности, позволяет предполагать аутигенную (первично органогенную) природу апатита и былое существование скелетной фауны, подтверждающее раннекембрийский возраст осадочного бассейна.

Основные рудные минералы формации Сулия – пирит, пирротин и гидроксиды железа развиты локально и требуют дальнейшего исследования с целью оценки их промышленной значимости.

Литература

1. *Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Маслов А.В.* Палеоклиматические обстановки формирования верхневендских отложений Беломорско-Кулойского плато (юго-восточное Беломорье) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 267–280.

2. *Давиташвили Л.М.* Краткий курс палеонтологии. М.: Госгеолтехиздат. 1958. 544 с.

3. *Bergh S.G., Andresen A.* Geochemical evidence for a rift-related origin of metadolerites within the Senja Nappe, Troms, North Norwegian Caledonides // Norsk Geologisk Tidsskift. 1987. V. 67. P. 25–37.

4. *Catelineau M., Neiva D.* A chlorite solid solution geothermometer. The LosAzufries (Mexico) geothermal system // Contrib Miner. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.

5. *Cribb S.J.* Rb-Sr geochronological evidence suggesting a reinterpretation of part of the north Norwegian Caledonides // *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 1981. V. 61. P. 97–110.

6. *Fareth E.* Bedrock map Tromsø, scale 1:250 000, preliminary version. Norges geologiske undersøkelse. Tromsø, 1981.

7. *Hollocher K., Robinson P., Kennedy C., Walsh E.* Metamorphosed cumulate gabbros from the Støren Group of the Upper Allochthon, northern Western Gneiss Region // *Norwegian Journal of Geology*. 2015. V. 94. P. 283–303.

8. *Nelson B.W.* Sedimentary phosphate method for estimating paleosalinities // *Science*. 1967. V. 158(3803). P. 917–920.

9. *Skjeseth S.* Norge blir til. Norges geologiske historie. Oslo, 1996. 88 p.

М.П. Арефьев¹, Е.В. Щепетова¹, Е.В. Покровская¹

Изменения в ассоциации глинистых минералов на границе перми и триаса в континентальных отложениях Московской синеклизы

Глины и глинистые минералы континентальных пермо-триасовых отложений Московской синеклизы (МС) не раз освещались в литературе [4 и др.]. Между тем последовательно и систематически – при переходе от пермской системы к триасовой, с использованием современных стратиграфической схемы и методов исследования, они не изучались; не анализировалось их распределение по площади и по разрезу этого интервала, что рассматривается впервые.

Основные сборы исследованного нами материала происходят из береговых обрывов р.р. Сухона, Сев. Двина, Юг и Кичменга (северо-восток МС, северодвинская группа обнажений) – из типовых и опорных разрезов северодвинского и вятского ярусов ОСШ России (татарский отдел пермской системы, [7]), перекрытых индскими отложениями.

Поздний северодвинский подъярус (~60 м) отвечает полдарской свите. Вятский ярус (~125 м) – терминальной части полдарской свиты, саларёвской и основанию вохминской свиты. Граница перми и триаса проходит внутри вохминской свиты. Отложения накапливались в континентальных обстановках, распространившихся с середины северодвинского века, по-

¹ Геологический институт РАН, Москва

сле регрессии крупного озера. Представлены сероцветными озерными известняками с прослоями мергелей и карбонатных глин и красноцветными песчано-алеврито-глинистыми породами, намного более мощными, чем карбонатные пачки. Выделяются фации мелководных озер; плай – временно-затопляемых побережий и эфемерных водоемов; аллювиальных русел (песчаные линзы достигают 19 м мощности). Русловые песчаники перекрыты пойменными отложениями, как правило, со следами глубокой палео-педогенной трансформации. Встречаются темно-серые глины, обогащенные $S_{орг}$. Всего из верхнепермских отложений проанализировано 22 образца.

Индский ярус представлен вохминской свитой (110 м, по [2]). В отличие от пермских отложений здесь почти исчезают озерные карбонаты. Изученные образцы (5 обр.) отобраны в нескольких обнажениях суммарной мощностью 25 м.

Вторая крупная часть материала происходит из долины р. Ветлуги (юго-восток МС). Ветлужская группа обнажений охватывает вятский и индский ярусы, и также представляет пограничный интервал пермской и триасовой систем.

Вятский ярус соответствует вятской свите, во многом аналогичной одновозрастной саларёвской свите в долинах р.р. Сухоны и Сев. Двины, представлен песчаными русловыми линзами; почвами; озерными (алеврито-глинистыми и карбонатными) отложениями; карбонатные пачки, в отличие от северодвинской группы разрезов, значительно менее мощные. Подошва триасовой системы предполагается внутри вышележащей вохминской свиты – в глинисто-алевритовой части первого или в основании второго циклита этой свиты. Изученный интервал вятского яруса – около 50 м, проанализировано 9 образцов.

Индские отложения долины р. Ветлуги входят в гипостратотип ветлужской серии нижнего триаса Восточно-Европейской платформы [2], представлены вохминской свитой. Нижняя половина индских отложений в целом отвечает рябинской пачке вохминской свиты, верхняя – краснобаковской подсвите. Отложения по большей части аналогичны одновозрастным породам в бассейне р. Юг. Мощность индских отложений – около 85 м, проанализировано 27 образцов.

В западной части триасового поля МС был изучен керн комплексной скважины Гаврилов-Ям (НПО «Недра», г. Ярославль). Скважина прошла алеврито-глинистые породы вохминской свиты (инт. 92 м (скв. 22) – 160 м (скв. 32)) – преимущественно красноцветные, с маломощными бледно-голубоватыми прослоями. В основании вохминской свиты определены остракоды *Suchonella sp.* (инт. 158.7 м, определения Д.А. Кухтинова), что указывает на пермскую систему. Более молодые комплексы остракод – триасового возраста. Всего нами проанализировано 13 образцов.

Изученный материал в целом представляет все фации алеврито-глинистых пород – озерные, пойменные, палеопочвы. Пелитовая фракция <0.001 мм выделялась по стандартной методике методом отмучивания. Рентгенодифрактометрические исследования ориентированных препаратов в природном, насыщенном этиленгликолем и прокаленном (до 550–600 °С) состояниях проводились (D8 Advance Bruker, CuK α , 40 кВ, 40 мА) в лаборатории физических методов изучения порообразующих минералов ГИН РАН.

В большинстве образцов основная фаза представлена смектитом или смешанослойным иллит-смектитом. В значительно меньших количествах присутствует хлорит. Почти всегда отмечается слюда (иллит), причем наиболее интенсивные рефлексы характерны для глинистой фракции наиболее древних верхнепермских отложений – северодвинского яруса северодвинской группы обнажений. В остальных образцах – судя по малой интенсивности основного базального рефлекса – слюда присутствует в очень небольших количествах. Очень редко в следовых количествах отмечается каолинит. Для верхов перми (вятский ярус) характерна хлорит-смектитовая (иллит-смектитовая) ассоциация, с низким в целом содержанием слюд.

Существенные изменения наблюдаются в вохминской свите. Под кровлей пермской системы, при сохранении доминирования смектита (иллит-смектита), в составе ассоциации появляется палыгорскит, который фиксируется в следовых количествах (разрезы Недуброво, р. Кичменга; Асташиха, Прудовка, р. Ветлуга).

Выше, в индской (триасовой) части вохминской свиты палыгорскит распространен очень широко и, судя по высокой интенсивности рефлексов, становится одним из основных минералов ассоциации, в количественном отношении уступая только смектиту (иллит-смектиту). И в северодвинской, и в ветлужской группах обнажений, палыгорскит выявлен во всех красноцветных алеврито-глинистых породах индского возраста. Похожая ситуация наблюдается в скв. Гаврилов-Ям – палыгорскит появляется здесь с уровня 141.3 м (нижний индский подъярус) и присутствует во всех отобранных выше пробах. Таким образом, палыгорскит – типичный компонент тонкой пелитовой фракции индского яруса на всей площади МС. Поскольку он отсутствует в верхнепермских отложениях, то может быть использован в стратиграфических целях – для определения в разрезе положения довольно однообразных по внешнему облику континентальных пород (или сложенных ими циклитов) относительно границы перми и триаса.

На дифрактограммах палыгорскит-содержащих индских проб, начиная с рябинской пачки, рядом с типичным базальным рефлексом хлорита часто присутствует рефлекс с заметно большим межплоскостным

расстоянием, чем у хлорита, который сохраняется после прокаливания препарата до 550–600 °С (например, обр. 66/29: природный – 7.28 Å и 7.109 Å; обр. 66/35: прокаленный – 7,225 Å и 7.081 Å; обр. 167/22: прокаленный – 7,284 Å и 7,025 Å и др). Так же, как хлорит, этот минерал обычно растворяется при обработке в 10% HCl (кипячение в течение 1 ч). Мы предполагаем, что он может соответствовать серпентиниту или Mg хлориту. Этот минерал выявлен только в разрезах по р. Ветлуге и наиболее часто встречается в краснобаковской подсвете. Однако в тех редких случаях, когда после кислотной обработки на дифрактограммах остается очень слабый по интенсивности рефлекс ~7.0 Å, нельзя исключить присутствие каолинита или смешанослойных его разновидностей.

Следует отметить, что при переходе к вохминской свите, в отложениях в целом растет содержание хлорита, судя по характерному увеличению интенсивности базальных рефлексов на дифрактограммах, особенно заметно – в краснобаковской подсвете на р. Ветлуге. Индские отложения из скв. Гаврилов-Ям, наряду с присутствием палыгорскита и хлорита, выделяются относительно более высоким содержанием слюды, что сближает их с пробами из северодвинского яруса долины р. Сухоны.

В распределении слюды, на фоне в целом невысоких ее содержаний, отчетливо заметны две закономерности: 1) более значительная ее роль в северодвинском ярусе по сравнению с вышележащими верхнепермскими (вятскими) и нижнетриасовыми (индскими) отложениями; 2) тяготение к более западным районам МС (скв. Гаврилов-Ям). Именно в это время и на этих территориях, по имеющимся данным (состав минералов тяжелой фракции и др.), отмечено усиление влияния Фенноскандинавской питающей провинции. Вероятно, связь повышенного содержания слюды в изученных отложениях с признаками доминирующего влияния фенноскандинавского сноса можно объяснить размывом гранито-гнейсовых комплексов, широко распространенных на Балтийском щите, которые являлись источником слюд.

Наиболее высокие концентрации хлорита, в свою очередь, приурочены к молодым индским отложениям восточных районов МС – в северодвинской и в ветлужской группах обнажений. Здесь фиксируется максимальное влияние Уральской питающей провинции, о чем свидетельствует увеличение мощности русловых отложений в разрезе, широкое распространение минералов группы эпидота–цоизита и датировки детритового циркона [6].

Широко распространенные в составе Уральского орогена зеленокаменные пояса, представленные породами от метаультрабазитов до metabазитов, слагают в эрозионном срезе домезозойских пород центральный домен, составляющий 20–30% всей площади орогена. В начальной стадии герцинского орогенеза Урала, доля подобных пород преимущественно

низкой ступени метаморфизма, впоследствии существенно эродированных, должна была быть значительно выше [5]. Эти породы, по-видимому, и должны были служить богатым источником хлорита в индское время при терригенном сносе с Урала.

Присутствие палыгорскита в раннетриасовых (индских) отложениях можно объяснить его синтезом в почвах этого времени, на что указывают интенсивные рефлексы минерала на дифрактограммах образцов, отобранных из почв. Минерал есть и в триасовых почвенных карбонатных нодулях, детально изученных в СЭМ. При этом на распространение палыгорскита могли повлиять два фактора.

1) Речной сток с Урала мог поддерживать высокую концентрацию Mg в поровых почвенных водах индского ландшафта, достаточную для синтеза палыгорскита, но недостаточную – для более высокомагнезиального сепиолита [8]. Источником ионов Mg^{2+} являлись эродируемые породы зеленосланцевого пояса Уральского орогена. По-видимому, активизация уральской речной системы в конце вятского века вызвала поступление обогащенных Mg^{2+} растворов, в почвы, что благоприятствовало синтезу палыгорскита.

2) Максимальное распространение палыгорскита в индское время, вероятно, следует связывать и с резким потеплением на рубеже перми и триаса, пик которого установлен в инде [9]. На территории МС на рубеже вятского и индского веков также реконструируется потепление, которое сказалось на увеличении значений $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах, отобранных в бассейнах р.р. Юг и Ветлуга [1, 3]. Потепление должно было вызвать рост концентрации Mg^{2+} в поровых почвенных водах. Таким образом, широкое распространение палыгорскита можно связать с глобальным потеплением в эпоху второй фазы великого позднепермского вымирания.

Литература

1. *Арефьев М.П., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г.* Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата // Докл. АН. Т. 460. 2015. № 2. С. 1–5.

2. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра, 1984. 140 с.

3. *Кулешов В.Н., Арефьев М.П., Покровский Б.Г.* Изотопные особенности ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) континентальных карбонатов из отложений рубежа перми и триаса северо-востока Русской плиты: палеоклиматические и биотические причины, хемостратиграфия // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 6. С. 568–591.

4. Лозовский В.Р., Ерощев-Шак В.А., Уранова О.В. Глинистые минералы нижнетриасовых континентальных образований осевой зоны Московской синеклизы. // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 1. С. 136–139.

5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. 280 с.

6. Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона. // Докл. РАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

7. Arefiev M.P., Golubev V.K., Balabanov Yu.P. et al. Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events (XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip) / Ed. A.S. Alekseev. Moscow, 2015. 104 p.

8. Francis M.L., Majodina T.O., Clarke C.E. A geographic expression of the sepiolite-palygorskite continuum in soils of northwest South Africa. // Geoderma. V. 379. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114615>

9. Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B. et al. Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // Science. 2012. V. 338. P. 366–370.

Я.Г. Аухатов¹

Вулканогенный материал в доманиковых отложениях Урало-Поволжья

Доманиковая формация Урало-Поволжья сложена толщей переслаивания темно-серых, темно-коричневых и черных тонкоплитчатых, в различной степени битуминозных и кремнистых сланцев, мергелей, аргиллитов и карбонатов. Для нее характерно присутствие вулканогенного материала [1, 8, 10], эти данные появились относительно недавно и пока еще не обобщены. Отличительными чертами формации являются: темная окраска пород за счет органического вещества (ОВ), глинистость и ряд других, указывающих на принадлежность пород к относительно глубоководным, аноксидным образованиям доманиковой формации, накопившимся

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ

в условиях некомпенсированного осадконакопления. Возникновение таких условий осадконакопления на платформах является результатом прогибания или опускания окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями. Проявления доманиковой формации контролируются тектоно-седиментационными структурами: авлакогенами, перикратонными и интракратонными синеклизами, передовыми прогибами и наложенными прогибами.

Шарьирование океанических масс на край платформы в девоне привело к перикратонному опусканию восточной части Русской плиты в результате оттока подкоровых расплавов и расколов кристаллического фундамента с возникновением грабенообразных прогибов, с которыми были связаны многочисленные излияния магматических пород. С перикратонным опусканием во франское время связано формирование доманиковых отложений семилукского горизонта. Согласно мнению большого числа исследователей, накопление осадков семилукского горизонта Волго-Уральского региона происходило в условиях тектонической и вулканической активизации региона.

Как отмечают В.И. Аверьянов с соавторами [1], довольно многочисленные проявления магматизма тяготеют к началу франского века и приурочены к мобильным участкам земной коры, рассеченным крупным разломом, по которому и происходило внедрение магм.

По мере усиления тангенциального сжатия, на платформе усиливались процессы дифференциального опускания и формирования систем сводовых поднятий, что сопровождалось возникновением некомпенсированных прогибов Камско-Кинельской системы. С начала оформления этой системы – с позднефранского по турнейское время, площади накопления осадков доманикового типа сократились до депрессионных зон Камско-Кинельской системы прогибов.

Многочисленные тонкие прослои туффигов выявлены скважиной на Кутулукском лицензионном участке (северо-западная часть Оренбургской области), где был выполнен сплошной отбор керна в интервале распространения доманиковых фаций франско-турнейского комплекса [10]. Прослои туффигов (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) установлены в верхнефранских, фаменских и нижнетурнейских доманиковых отложениях, они встречаются в разрезах скважин, пробуренных у г.г. Мелекесса, Елабуги, с.с. Бугровки, Алпарово [10].

С переходом Урала в орогенную стадию тектонического развития было связано заложение системы краевых прогибов Предуралья. Осевые зоны этих прогибов представлены доманиковыми отложениями верхнекаменноугольно-артинского возраста. В разрезе Усолка, в осевой части Стерлитамакской зоны Бельского прогиба, в касимовском ярусе постоянно встречаются тонкие прослои вулканических туфов [5]. В аркти-

литах артинского яруса нижней перми (разрез Мечетлино, правый берег р. Юрюзань) также установлено присутствие тонких (3–5 мм) прослоев желтых вулканических туфов [9].

В связи с ростом Уральского орогена области с некомпенсированным осадконакоплением сместились к западу, и доманиковые отложения верхней перми формировались в осевой зоне Бугурусланской области опусканий некомпенсированного типа. В.Г. Чайкин и А.М. Месхи [8] выделяют две основные группы вулканического материала в верхнепермских отложениях. Первая группа представлена вулканомиктовым материалом, появление которого связано с интенсивным механическим выветриванием вулканических пород Урала. Ко второй группе относится синхронный вулканический материал (андезитовый, андезито-базальтовый), выброшенный из вулканических аппаратов и связанный с тектоно-магматической активизацией Камско-Бельского, Сергиевско-Абдуллинского и других авлакогенов.

В одной из известных работ И.В. Хворовой [7], посвященной кремне-накоплению в геосинклиналях областях, указывалось на приуроченность яшмовых силицитовых пород к геосинклинальным глубоководным прогибам с некомпенсированным осадконакоплением. Далее она отмечает, что геосинклинальные существенно радиоляриевые породы (яшмы, фтаныты) не являются гомологами современных радиоляриевых илов [7, с. 116]. В ходе развития Уральской геосинклинали, глубоководные условия начали проникать в платформенные области в связи с заложением авлокогенов, перикратонными опусканиями, образованием передовых прогибов и наложенных впадин, в которых и накапливались отложения доманикового типа. Кремне-накопление в доманиковой формации приурочено к зонам прогибания или опускания, в которых активизировалась вулканическая деятельность. Содержание кремнезема в доманиковых отложениях уменьшается с востока на запад [6].

По А.Б. Ронову и Н.М. Страхову, именно интенсивность вулканизма определяла периоды «расцвета и взрыва жизни», количество захороняемого ОВ и, в конечном итоге, объем и разновидности формирующихся затем горючих ископаемых. В связи с этим надо отметить, что эпохи накопления ОВ коррелируются, с некоторым запозданием, с этапами магматической активности. Наблюдаемый разрыв во времени объясним, если учитывать, что вспышке органической жизни предшествовала интенсивная вулканическая деятельность, приводившая к обогащению биогенными элементами океанских и морских вод. Дополнительное поступление биогенных элементов в бассейн седиментации происходило в результате денудационных процессов в областях развития магматических и осадочных пород, а также из растворов гидротермальных эксгальций в периоды геофлюидодинамической активизации.

Формирование углеродисто-кремнистых и сланцевых формаций связано с расколом континентов и формированием океанов, когда преобладал базальтовый магматизм. Формирование доманиковых формаций, в свою очередь, связано с этапами сжатия и преобладанием андезитового магматизма. Можно предположить, что возникновение углеродисто-кремнистой формации вызвано некоторым запаздыванием осадконакопления по отношению к циклам и фазам спилит-кератофирового (эвгеосинклинали), а возникновение доманиковой – к фазам андезитового (островные дуги) вулканизма, что и определило минерагеническую специализацию этих формаций [2].

Согласно Т.Т. Казанцевой [5], в южноуральской складчатой области проявились три тектонических цикла: ордовикско-нижнеэфельский, верхнеэфельско-нижнетурнейский и верхнетурнейско-верхнекаменноугольный. С каждым из них связано образование доманиковых формаций, что определяет перспективы нефтегазоносности осадочного бассейна. Недостаточно исследована возможность формирования обогащенных ОВ доманиковых отложений в ордовикско-нижнеэфельском тектоническом цикле, хотя в силурийских отложениях и обнаружены битумы.

Изучение присутствия вулканогенного материала в доманиковых отложениях позволит решить некоторые вопросы вулканостратиграфии, т.к. распространение пепловых прослоев обычно охватывает значительные территории.

Литература

1. *Аверьянов В.И., Хафизов М.М.* Магматогенные образования палеозоя Русской платформы // Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР / Под ред. Р.Н. Валеева. Казань, 1976. С. 76–81.
2. *Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып.7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.
3. *Валеев Р.Н.* Тектоника и минералогия рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
4. Геология Татарстана. Стратиграфия и тектоника. М.: ГЕОС. 2003. 402 с.
5. *Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
6. *Клубова Т.Т.* Глинистые коллектора нефти и газа. М.: Недра. 1988. 157 с.
7. *Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. I. М.: Наука, 1968. С. 9–134 (Труды ГИН. Вып. 195).

8. Чайкин В.Г., Месхи А.М. Позднепермский вулканизм Прикамья // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 5. С. 654–656.

9. Чувацов Б.И., Дютина Г.В., Мизенс Г.А. и др. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 402 с.

10. Шакиров В.А., Вилесов А.П., Морозов В.П. Породы-вулканиды в конденсированных доманиковых фациях Муханово-Ероховской внутришельфовой впадины // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2022. № 2(362). С. 14–26.

П.Е. Белоусов¹, А.О. Румянцева¹

Особенности минерального состава, свойств и условий образования цеолитов различного генезиса

Цеолиты включают в себя целую группу минералов, таких как клиноптилолит, морденит, эрионит, шабазит и т.д. За счет изоморфных замещений и специфической структуры цеолиты обладают высокой емкостью катионного обмена, чем и обусловлена их эффективность в качестве сорбентов при сорбции тяжелых металлов и некоторых органических соединений. Помимо сорбентов, цеолиты используются в различных отраслях промышленности: нефтехимии, строительстве, сельском хозяйстве, животноводстве, пищевой промышленности и медицине.

На примере Хотынецкого (Орловская обл.), Хонгуруу (Республика Саха) и Ягоднинского (Камчатский край) месторождений цеолита рассмотрим особенности геологического строения и условий образования месторождений осадочного, вулканогенно-осадочного и гидротермального типов.

Для *осадочного* типа месторождений цеолитов характерно образование в морских платформенных бассейнах со спокойной гидродинамической обстановкой, в условиях гумидного или полуаридного климата. Материалом для образования служат алюмосиликатные гели, глинистые минералы и аморфный биогенный кремнезем (диатомовые водоросли, трепел) [2], которые поступают с речными стоками с суши в морские

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, pitbl@mail.ru

и озерные бассейны. Хотынецкое месторождение цеолитосодержащего трепела относится к осадочному типу; оно расположено в Орловской области (в 72 км к север-западу от г. Орел), в центральной части Русской платформы. Основными компонентами, слагающими продуктивную толщу, являются минералы группы цеолитов, опала-кristобалита и смектита, присутствующими примерно в равных долях, сумма которых достигает 80% (табл. 1). Образование месторождения связано с первичным накоплением био- и хемогенного кремнезема в прибрежных морских водах, сносом терригенного глинистого материала с близлежащей суши, дальнейшим уплотнением и переработкой накопленного материала на стадии диагенеза [3]. Образование клиноптилолита связано с повышением pH и растворением опал-кristобалитового и глинистого субстрата.

Цеолиты *вулканогенно-осадочного типа* образуются в условиях морских и озерных бассейнов в аридном или гумидном климате. Необходимым условием для образования цеолитов вулканогенно-осадочного генезиса является высокий pH в водах бассейна осадконакопления (выше 7.5), замкнутый тип бассейна или наличие стоячих вод, избыток свободного кремнезема и достаточное количество магния в растворе. Процесс цеолитообразования связан с девитрификацией вулканического пепла и туфов в щелочных растворах. Окончательное формирование цеолитизированной залежи происходит на стадии диагенеза [2]. К данному типу относится месторождение Хонгуруу, расположенное в Республике Саха, в 91 км к юго-востоку от с. Сунтар. В структурном плане район относится к западной части Виллюйской синеклизы и находится в пределах южной окраины Ыгыаттинского прогиба. В геологическом строении территории принимают участие вулканогенно-осадочные отложения намдырской свиты верхнего девона, к которым приурочена продуктивная толща цеолитов, курунгюряхской свиты нижнего карбона и четвертичные отложения [6]. Месторождение представлено четырьмя моноклинально залегающими пластами цеолитовых туфов мощностью от 5.6 до 11 м. Цеолиты усредненного промышленного образца состоят на 75–78% из клиноптилолита и, в меньшей степени, гейландита (табл. 1). Следует отметить, что месторождение Хонгуруу расположено в пределах Ленского бурогоугольного бассейна и находится в непосредственной близости с Кемпендйским бурогоугольным месторождением, что является характерным парагенезисом для вулканогенно-осадочных месторождений цеолитов и бентонитов [1, 2].

Гидротермальный тип формируется за счет метасоматического замещения вулканогенных пород под действием низкотемпературных (до 100 °С) гидротермальных растворов. Месторождения этого типа приурочены к прижерловым зонам вулканических поясов и рифтогенным структурам, формируются на склонах палеовулканов [3]. Состав материнских

пород также может быть разнообразен – липариты, дациты, в отдельных случаях – андезиты и базальты. Цеолитизация происходит по зонам трещиноватости в туфах и раздробленных лавах. Цеолиты гидротермального генезиса зачастую локализуются вместе с месторождениями перлитов и бентонитов в одних и тех же геологических структурах, а иногда эти полезные ископаемые находятся в пределах одного месторождения. К данному типу относится Ягоднинское месторождение гидротермальных цеолитов, расположенное на юге п-ова Камчатка в Елизовском районе, в 60 км к западу от г. Петропавловска-Камчатского. В геологическом отношении район приурочен к Верхнекарымчинской вулканической зоне, входящей в Южно-Камчатский антиклинорий. Вдоль одного из крупных разломов субширотного простирания происходит разгрузка термальных вод современной Большебанной гидротермальной системы [4]. В центральной части района расположен кислый вулканический массив, с которым связано месторождение перлита и цеолитов. Кратерная выемка выполнена туфами и туффитами, прорванными базальтовыми телами изометричной формы. Цеолитовым сырьем является измененный витрокластический туф риодацитов, залегающий в основании вулканического комплекса непосредственно на дацитах. Мощность туфа 50–100 м. На юго-западном участке распространение туфа незначительное и определяется контурами потока перлита, в основании которого он залегаёт. По результатам собственных полевых и аналитических работ было установлено, что среднее содержание цеолита в цеолитизированных туфах составляет 70% (табл. 1). Цеолиты в основном представлены клиноптилолитом и в меньшей степени морденитом.

Таблица 1

Минеральный состав образцов цеолитовых пород, %

Образец, месторождение	Цеолиты	Кварц	Тридимит	Кристобалит	Анагас	Микроклин	Иллит	Кальцит	Смектит	Аморф SiO ₂
Хотынецкое	28	8.4	1	1.2	0.7	4	6.1	0.4	22.4	27.8
Ягоднинское	69.3	–	–	7.8	–	8.8	14.1	–	–	–
Хонгуруу	76.6	9.1	–	–	–	4.1	3.8	–	6.4	–

Микроскопические исследования показали, что основная масса Хотынецкого цеолитсодержащего трепела состоит из глинисто-кремнистой

массы, в которой присутствуют призматические кристаллы клиноптилолита размером до 20–30 мкм. Цеолит месторождения Хонгуу сложен таблитчатыми кристаллами клиноптилолита, размерами от первых микрон до 10–20 мкм. Цеолит Ягоднинского месторождения сложен призматическими и таблитчатыми кристаллами, поровое пространство выполнено сферическими агрегатами тонкопластинчатых кристаллов (до 20 мкм).

Величина удельной поверхности образца Хотынецкого месторождения составляет 26.8 м²/г, месторождения Хонгуу – 13.3 м²/г, Ягоднинского месторождения – 25.3 м²/г. Микропористость присутствует только в цеолитовой породе Ягоднинского месторождения.

Поскольку цеолиты являются перспективным сырьем для создания фильтрационных сорбентов, были проведены дополнительные исследования сорбционных свойств по отношению к тяжелым металлам и радионуклидам. Было установлено, что помимо емкости катионного обмена, на сорбционную активность цеолитов также влияют состав обменного комплекса, а также размеры пор и каналов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда, проект № 22-77-10050.

Литература

1. Белоусов П.Е., Крупская В.В. Bentonитовые глины России и стран ближнего зарубежья. // Георесурсы. 2019. № 21(3). С. 79–90.

2. Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Карелина Н.Д., Крупская В.В. Геологическая позиция месторождений бентонита и цеолита России // Пороодо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ, 2020. С. 826–830.

3. Дистанов У.Г. Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов. М.: Геоинформатика, 2000. 400 с.

4. Карелина Н.Д., Морозов И.А., Карелина Е.В., Белоусов П.Е. Геологическое строение и особенности минерального состава цеолитсодержащего трепела Хотынецкого месторождения (Орловская обл.) // Молодые – Научкам о Земле. Материалы X Международной научной конференции молодых ученых. М.: Изд-во РГГУ им. С. Орджоникидзе, 2022. Т. 2. С. 46–50.

5. Наседкин В.В., Соловьева Т.Н., Магер А.В. и др. Отчет «Комплексное изучение сырьевой базы и физико-механических свойств вулканических пород (пемз, шлаков, туфов, перлитов) Дальнего Востока и Камчатки (отчет)». Москва, 1985. Т. 1. 425 с.

6. Николаев А.В., Петрова А.И., Разумов А.Н. Отчет по результатам детальной разведки месторождения цеолитов Хонгуу. Мирный, 1993. 311 с.

Глендониты Белого моря: особенности состава и формирования

Настоящее исследование посвящено глендонитам Белого моря, за которыми закрепилось название «беломорские рогульки». Глендониты – псевдоморфозы кальцита, доломита или некарбонатных минералов по икаиту – гексагидрату карбоната кальция ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) [5, 7]. Икаит часто встречается в холодных обстановках – в морских осадках (мелководных и глубоководных), озерах, пещерах, снегу и во льдах. В современных морских отложениях икаит находят при температурах ниже 7°C [3, 7], при более высоких температурах происходит дегидратация икаита и его частичная цементация и/или замещение, приводя к формированию глендонитов.

Формирование икаита хорошо изучено, в то время как условия образования глендонитов и их связь с холодноводными обстановками остаются дискуссионными [6]. Благодаря обширным геологическим (в частности, палеогеографическим и палеоклиматическим) исследованиям четвертичного периода, климатические изменения в районе Белого моря изучены довольно подробно, поэтому датировка беломорских глендонитов и результаты изучения их геохимических и изотопных особенностей могут предоставить ценную информацию об условиях формирования икаитов и их преобразования в глендониты. Целью настоящего исследования было восстановление геохимических и геологических условий формирования икаитов Белого моря и истории их преобразования в глендониты.

Материалом для исследования послужили 25 образцов глендонитов, отобранных из Кандалакшинского залива Белого моря; в 5 образцах были обнаружены остатки раковин двустворок, 4 образца представляли собой глендониты внутри конкреций. Были выполнены петрографические, катодолуминесцентные описания, проведены рентгенофазовый анализ, исследования на сканирующем электронном микроскопе, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование, а также исследование стабильных изотопов кислорода и углерода и анализ редкоземельных элементов с помощью высокоразрешающей лазерной абляции в Университете Техаса (г. Остин, США).

Изученные глендониты представлены звездчатыми, трехлучевыми и бипирамидальными разновидностями. Глендониты обрастают толстостенные раковины двустворок (среди двустворок определены *Mya truncata* (Linnaeus), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Tridonta*

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

borealis (Schumacher) и *Thyasira gouldi* (?) (Philippi)); вместе с двустворками глендониты могут быть заключены в конкреции. Оптические и минералогические исследования показали, что глендониты сложены двумя генерациями кальцита – низкомагнезиальным таблитчатым кальцитом, который формируется при дегидратации икаита [4], и игольчатым или гроздьевидным высокомагнезиальным кальцитом, который нарастает по краям таблитчатых кристаллов и обрастает арагонитовые раковины двустворок, цементируя глендонит. Конкреции сложены высокомагнезиальным кальцитом, цементирующим обломочные зерна кварца.

Присутствие раковин двустворок внутри глендонитов и их обрастание высокомагнезиальным кальцитом означает, что формирование раковин, вероятно, происходило до начала кристаллизации икаита. Раковины, определенные в ходе данного исследования, в сравнении с современными экземплярами, довольно крупные и толстостенные, по данным ряда авторов [8, 9] их находки соотносятся с атлантиком Белого моря (6.9–6.3 кал. тыс. лет назад). Однако опубликованные данные по датировкам глендонитов радиоуглеродным анализом дают более древний возраст – 9–10 тыс. лет [1]. Уточненный по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датированию возраст глендонитов составил 4.1 ± 0.4 тыс. лет (суббореал голоцена), что в большей степени находится в соответствии с петрографическими данными.

Изотопные соотношения кислорода и углерода были изучены в порешках глендонитов, конкреций и раковины двустворки. В глендонитах и вмещающих конкрециях $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -31.3 до -15.5‰ V-PDB, что соответствует углероду, извлекаемому из разлагающегося при диагенезе органического вещества; в пробе из раковины $\delta^{13}\text{C}$ равно -1.4‰ V-PDB, что соответствует растворенному неорганическому углероду морской воды (референтные значения см. [2]). Значения $\delta^{18}\text{O}$ во всех пробах близки к 0‰ V-PDB (от -2.1 до -0.5‰ V-PDB), т.е. источником кислорода была морская вода. Приведенные изотопные данные показывают, что глендониты не претерпели значительных вторичных преобразований, в результате которых первичные изотопные характеристики могли быть смещены. Поэтому беломорские глендониты могут быть использованы для оценки геохимических и палеотемпературных условий формирования икаита и его преобразования в глендонит. По соотношениям $\delta^{18}\text{O}$ (были привлечены собственные и опубликованные данные) были рассчитаны температуры стабилизации икаита, которые составляют для исследованных образцов от -3.1 до $+8\text{ °C}$, в то время температура, рассчитанная по пробам из раковин двустворок, составляет от $+3$ до $+11\text{ °C}$. По всей видимости, разница температур может быть интерпретирована как результат формирования разных карбонатных типов в разное время года: икаит формировался в более холодные месяцы, в то время как рост раковин происходил в более теплые месяцы года.

Для уточнения геохимических условий формирования и преобразования икаита были построены спектры распределения нормализованных редкоземельных элементов по результатам точечного анализа таблитчатого кальцита, цемента глендонитов, конкреции, а также раковин двустворок. Форма спектров в арагоните раковин двустворок обладает хорошо выраженной отрицательной цериевой аномалией (0.3), морским соотношением Y/No (38–68) и деплетированием тяжелых редких земель; формы спектров таблитчатого кальцита и цементов в глендоните близки, они обладают небольшой выпуклостью в средних редких землях и слабой отрицательной цериевой аномалией (0.8–0.9) и суперхондритовым отношением Y/No (23–44); спектры редкоземельных элементов в точках из вмещающих конкреций почти гладкие. Данные, полученные в ходе анализа редкоземельных элементов, показывают разницу в геохимической обстановке формирования разных типов карбонатов: раковины моллюсков формируются в окислительной обстановке, и морская вода в значительной степени формирует их геохимические особенности; глендониты формируются в обстановке, близкой к окислительно-восстановительному барьеру, над поверхностью осадка или под его поверхностью, и геохимические особенности воды определяются ее взаимодействием с терригенным осадком дна.

После проведения этого комплексного исследования была предложена модель формирования икаита и его трансформации. Согласно нашей модели, формирование икаита происходило в суббореали (около 4 кал. тыс. лет назад), в момент роста и/или трансформации икаит захватывал фрагменты раковин моллюсков, которые населяли литораль Белого моря за 2–3 тыс. лет до начала формирования икаита (~6–7 кал. тыс. лет назад). Рост кристаллов икаита, их дегидратация и цементация происходили в обстановке, близкой к окислительно-восстановительному барьеру; икаит при этом замещался на низкомагнезиальный кальцит, а цементировался высокомагнезиальным кальцитом. Рост конкреций происходил, видимо, несколько позже, при продолжающемся взаимодействии поровых вод и вмещающего терригенного осадка. Изотопные данные также показывают значительное влияние разлагающегося органического вещества на изотопные соотношения углерода как в глендонитах, так и во вмещающих конкрециях.

Литература

1. Геттнер А.Р., Покровский Б.Г., Садчикова Т.А и др. Локальная карбонатизация осадков Белого моря (концепция микробиологического образования) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 5. С. 3–22.

2. *Campbell K.A.* Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2006. V. 232. P. 362–407.
3. *Dieckmann G.S., Nehrke G., Papadimitriou S. et al.* Calcium carbonate as ikaite crystals in Antarctic sea ice // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L08501. <https://doi.org/10.1029/2008GL033540>
4. *Huggett J.M., Schultz B.P., Shearman D.J., Smith A.J.* The petrology of ikaite pseudomorphs and their diagenesis // *Proceedings of the Geologists' Association.* 2005. V. 116. P. 207–220.
5. *Pauly H.* “Ikaite”, a new mineral from Greenland // *Arctic.* 1963. 16(4). P. 263–264.
6. *Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O. et al.* Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // *ESSD.* 2021. V. 13. P. 343–356.
7. *Suess E., Balzer W., Hesse K.-F., Muller P.J. et al.* Calcium carbonate hexahydrate from organic rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of glendonites // *Science.* 1982. V. 216(4550). P. 1128–1131.
8. *Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Шварев С.В. и др.* Палеосейсмогенные тектонические рвы – уникальные архивы истории Белого моря в голоцене // *Геоморфология.* 2020. № 4. С. 45–57.
9. *Zaretskaya N., Rybalko A., Repkina T., Shilova O., Krylov A.* Late Pleistocene in the south-eastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): Stratigraphy and paleoenvironments // *Quat. Int.* 2021. V. 605–606. P. 126–141.

Н.И. Ветрова¹, Е.В. Ветров¹, Е.Ф. Летникова¹

**Кембрийская эволюция Салаирского бассейна ЦАСП
по результатам комплексных исследований
карбонатных, вулканогенных и терригенных пород**

Формирование Салаирского бассейна, расположенного в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), связано с эволюцией Палеоазиатского океана на границе венда и раннего кембрия. В вендское время происходило накопление мощных карбонатных толщ в условиях шельфа пассивных окраин Сибирского континента и микро-

¹ Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

континентов ЦАСП, например, таких как Тувино-Монгольский и Дзабханский. Считается, что на рубеже венда и раннего кембрия произошла структурная перестройка, связанная с заложением островодужной системы и формированием мощных вулканогенно-осадочных толщ [2]. В то же время были обособлены осадочные бассейны с терригенным типом седиментации. Предшественниками на основе формационного анализа и палеонтологических определений предложена модель формирования Салаирского бассейна в виде латерального ряда, включающего формирования океанической островной дуги, ее склона и глубоководного желоба [1].

В данной работе приведены результаты комплексных исследований карбонатных (кинтерепская свита), вулканогенных (печеркинская свита) и терригенных (суенгинская свита) пород в северо-западной части Салаирского бассейна. Изучение карбонатных пород с применением C-, Sr-изотопной геохимии позволяет восстановить изотопный состав воды океана на момент их накопления и уточнить время их седиментации. Для карбонатных отложений кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира проведены геохимические, изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования. Установлено, что карбонатные породы кинтерепской свиты представлены чистыми известняками, характеризуются нормальными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от 19.8 до 23.8‰ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -0.7 до +0.9, изотопный состав Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение) варьирует в узком диапазоне от 0.70851 до 0.70859. Сопоставление полученных изотопных характеристик ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) карбонатных пород кинтерепской свиты с обобщенной кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения и значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ в палеоокеане [6] показало, что полученные характеристики ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение от 0.70851 до 0.70859, значение $\delta^{13}\text{C}$ от -0.7 до +0.9‰) соответствуют двум вероятным интервалам накопления: 550–540 млн лет и 525–510 млн лет. Выполнено U-Pb датирование магматогенных цирконов из вулканического пепла, обнаруженного в верхней части разреза известняков кинтерепской свиты. Конкордантный возраст, полученный по 23 измерениями, составляет 516.0 ± 0.9 млн лет (СКВО = 10) и указывает на то, что интервал карбонатакопления 525–510 млн лет наиболее вероятен для времени формирования пород кинтерепской свиты.

Исследование вулканогенных пород способствует пониманию природы синхронного с осадконакоплением вулканизма и уточнению возраста всей осадочной последовательности. Геохронологические (U-Pb датирование циркона, SHRIMP II) исследования покровных вулканогенных фаций кислого состава печеркинской свиты показывают схожий возраст (514.0 ± 4.2 млн лет, СКВО = 0.087) их формирования с пепловым материалом и, соответственно, с карбонатными отложениями кинтерепской свиты. Для кислых вулканитов печеркинской свиты также изучены геохимические и изотопные характеристики. Они представляют собой

крайний член базальт-андезит-плагиориолитовой серии, обладают крайне высоконатриевым типом щелочности при низком содержании калия, являются известковыми, характеризуются ультракислым составом, низкой железистостью, обладают низкими концентрациями РЗЭ, обогащены Pb и U, обеднены Ta и Nb, характеризуются высокими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+4.5...+6.4) и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.706977). Первичные магмы были образованы путем частичного плавления пород нижней континентальной коры и литосферной мантии при давлении ~8 кбар в равновесии с $\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Crpx} \pm \text{Orpx}$ реститом и температуре ~750–790 °С. Мантийные изотопные характеристики печеркинских вулканитов могли быть унаследованы от ювенильной коры, сформированной в результате дифференциации мантийных магм. Совокупность полученных данных свидетельствует о том, что вулканиты печеркинской свиты были сформированы в условиях океанической дуги. В свою очередь, карбонатные отложения кинтерепской свиты накапливались в условиях задугового бассейна одновременно с формированием островодужных вулканитов печеркинской свиты.

Терригенные породы несут в себе информацию о составе и генезисе пород питающих провинций. Изучены геохимические и изотопно-геохимические (Sm-Nd) особенности состава пород суенгинской свиты и проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS) детритовых цирконов. Суенгинские терригенные породы представлены несортированными крупнозернистыми (до грубозернистых) песчаниками с псаммитовой структурой, массивной текстурой, обломочная часть представлена преимущественно обломками вулканических пород (андезитов, базальтов), полевых шпатов и кварца, цемент вулканогенный хлоритовый. Они имеют низкие значения SiO_2 в пределах 44.8–53.6%, высокие содержания Al_2O_3 в пределах 14.8–17.3% и CaO (до 10.6%), высокие концентрации Co (9.8–22.7 г/т) на фоне концентраций Hf (1.0–1.9 г/т) и Th (1.0–2.2 г/т), а величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ колеблется в пределах от 9.6 до 57.1. Учитывая такие петрографические и геохимические особенности, терригенные породы суенгинской свиты следует классифицировать как граувакки. Подавляющее большинство обломков магматических пород в составе суенгинских терригенных пород, согласно [4], указывает на поступление обломочного материала с нерасчлененной дуги, причем преобладание обломков вулканических пород над осадочными в обломочной части предполагает формирование суенгинских песчаников в обстановке задугового бассейна. Островодужная природа источника сноса для пород сунгинской свиты подтверждается высокими концентрациями Sc в сравнении с Zr и Th [3], положением фигуративных точек изученных пород на диаграмме La/Th-Hf [5] и высокими значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ (от +5.8 до +6.2). С целью определения возраста пород питающих провинций и ограничения возраста осадкона-

копления суенгинской свиты выполнено U-Pb датирование детритовых цирконов. Единичные измерения показали диапазон Pb^{206}/U^{238} возрастов от 485 до 528 млн лет с высокой погрешностью – 5–9 млн лет. Кривая относительной вероятности конкордантных возрастов детритовых цирконов из песчаника суенгинской свиты показала две популяции цирконов на протяжении всего кембрийского периода с пиками 497 млн лет (граница среднего и позднего кембрия) и 510 млн лет (граница раннего и среднего кембрия). Возрастное ограничение времени формирования суенгинской свиты оценивается как среднее значение по 6 наиболее молодым зернам и составляет 485.4 ± 5.2 млн лет (СКВО = 0.082) (граница позднего кембрия и раннего ордовика).

Вновь полученный комплекс прецизионных данных для осадочных пород различных генетических типов позволяет существенно скорректировать сценарий кембрийской эволюции Салаирского бассейна. U-Pb датирование цирконов из вулканических пеплов и покровных вулканогенных фаций в комбинации с данными (C, Sr) хемостратиграфии, полученными для карбонатных пород, указывают на синхронность их формирования. Карбонатные отложения кинтерепской свиты могли накапливаться в задуговом бассейне между импульсами вулканизма. Формирование терригенных пород суенгинской свиты происходило несколько позже (не ранее 485 млн лет, граница позднего кембрия и раннего ордовика), а не в раннем кембрии как считалось ранее. Суенгинские терригенные породы, вероятно, накапливались в условиях того же задугового бассейна, обломочный материал поступал в бассейн седиментации в результате эрозии вулканических построек островной дуги, которая формировалась субсинхронно с накоплением этой свиты.

Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 21-77-00022.

Литература

1. *Бабин Г.А., Шокальский С.П.* Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 6. С. 19–37.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наманов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 326 с.
3. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–27.
4. *Dickinson W.R.* Plate tectonics and sedimentation // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 1974. V. 22. P. 1–27.
5. *Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B. et al.* Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores

in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // *Precambrian Res.* 2015. V. 261. P. 272–299.

6. *Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G.* Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the Early Proterozoic Loch Maree Group of Gairloch, NW Scotland // *Precambrian Res.* 1989. V. 45(1–3). P. 203–214.

И.В. Викентьев¹

Стратегическое и критическое минеральное сырье в осадочных формациях: геологические взаимоотношения и проблемы генезиса

Среди полезных ископаемых многие относятся к *стратегическим видам минерального сырья*, то есть имеющего особое значение для обеспечения экономического развития страны, ее обороны и безопасности. Перечень такого сырья устанавливается правительством РФ каждые 3 года. В связи со сложной структурой добычи, переработки и потребления минерального сырья (МС) многие его виды являются дефицитными. В зарубежной литературе понятию дефицитное МС наиболее близко соответствует так называемое «критическое МС», т.е. минеральное сырье, которое не только играет важную роль в индустрии, но и характеризующееся значительным риском своих поставок. Большинство видов критического сырья, включая многие редкие металлы, остро необходимы для производства высокотехнологичной продукции, и, в особенности, – для «зеленых технологий» в связи с активно проводимой на Западе политикой декарбонизации.

Понятия стратегическое (*strategic*) и дефицитное (\approx *critical*) МС обычно являются взаимодополняющими, но не всякое стратегическое минеральное сырье является дефицитным и наоборот. Для РФ в настоящее время: U, Mn, Cr, Ti и флюорит – и стратегическое, и дефицитное МС; а Cu, Ni и Co – стратегическое, но не дефицитное МС; барит BaSO₄ – остродефицитное, но не стратегическое МС.

Сейчас список основных видов *стратегического* МС (утвержден 30 августа 2022 г.) включает 61 вид МС. Из этого перечня: – добыча в стране полностью обеспечивает текущее внутреннее потребление многих

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

видов МС в РФ и достигнутый уровень экспорта; дефицитными являются U, Mn- и Cr-руды, Zr, особо чистое кварцевое сырье (SiO_2), бокситы (Al), графит, флюорит и не входящие в указанный перечень барит, каолин, бентонит; их добыча лишь частично обеспечивает внутреннее потребление, во многом зависящее от импорта; добыча ведется в недостаточных объемах при наличии значительных запасов, обладающих относительно низким качеством. *Наиболее дефицитными* в указанном перечне являются Ti, Li, Ta, Nb, РЗЭ: их отечественное потребление обеспечивается главным образом за счет импорта при весьма ограниченной добыче (несмотря на крупные запасы, в т.ч. низкокачественных руд).

Большая, если не преобладающая (особенно с учетом горючих ископаемых, которые далее нами не рассматриваются), доля сырьевых ресурсов локализуется в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. Большое значение рассматриваемые группы месторождений имеют в современной индустрии; из них в мире добывают преобладающие количества, иногда до 95% – U, Zn, Pb, Cu, Au, Co, Ag, Cd, In, Tl, а также значительные доли Ni, Se, Te, Ge и Ga – большинство этих элементов относится к сырью, критическому для экономик большинства развитых стран.

Наиболее слабо проработана проблема рассеянных элементов и сопутствующих компонентов руд. К таким высокотехнологичным элементам, извлекаемым в цветной металлургии, относятся Co, In, Ga, Ge, Re, Tl, Te, Cd, Se. На большинство их в мире существует высокий, причем растущий спрос, но учет их в РФ, по сути, не налажен (а эти элементы не только ценные, но и токсичные). В работе рассматривается проблема данных редких элементов на ключевых примерах, с акцентом на формах их нахождения, которые определяют перспективы извлечения данных элементов: Re – в урановых месторождениях песчаникового типа; In, Cd, Ga и др. аккумуляторных и энергетических металлов – в полиметаллических месторождениях; Co – в медистых песчаниках и полиметаллических рудах. Во взглядах на природу всех упомянутых типов месторождений есть разночтения относительно соотношения осадочного и эпигенетического, или экзогенного и эндогенного вкладов; во многих случаях дискуссия касается вопросов источников вещества и рудообразующих флюидов, парагенеза карбонатов или углеродистого вещества, с одной стороны, и рудных залежей, с другой; соотношения первичного рудоотложения и метаморфической регенерации руд и др.

Особенно дискуссионными по генезису и важными как источники стратегических и критических металлов являются полиметаллические месторождения (Pb-Zn и Pb-Zn-Cu). Для главных семейств полиметаллических месторождений в англоязычной литературе закрепились краткие наименования: SEDEX (sedimentary exhalative), MVT (Mississippi Valley type) и VMS (volcanogenic massive sulphide). В целом все эти Pb-Zn(Ag,Cu)

месторождения, и формирующиеся на морском дне (VMS и SEDEX), рассматриваемые как сингенетические, и эпигенетические низкотемпературные (MVT), демонстрируют широкий спектр признаков, как отличающих, так и сближающих эти семейства. В связи с разным характером рудовмещающих комплексов, геодинамической позицией рудных полей и особенностями их геологического строения, предложены различные варианты классификации с выделением внутри этих трех семейств множества типов и подтипов. При этом в существующих классификациях нет согласия по целому ряду подходов и оценок. Это во многом обусловлено неполнотой геолого-структурных данных по полиметаллическим месторождениям (многие из них крупные и давно обрабатываются) и противоречивостью накопленных знаний по их происхождению.

Наиболее сложны геолого-генетические оценки в отношении так называемых переходных или промежуточных типов (табл. 1), которые включают месторождения, обладающие признаками сразу двух типов: SEDEX и MVT (ирландский, альпийский, атасуйский, горевский, оммеберг (SAS) или МакАртур-Ривер), VMS и SEDEX (бесси, иберийский, красноморский, а также тип Брокен-Хилл), VMS и MVT (приаргунский). Некоторые месторождения таких «переходных» типов SEDEX/VMS или SEDEX/VMS/MV-типов подвергнуты метаморфизму высоких фаций – амфиболитовой (Холоднинское) и гранулитовой с признаками плавления рудного вещества (Брокен-Хилл).

Подавляющее число полиметаллических месторождений (с более 90% мировых запасов Pb и Zn) локализируются в осадочных толщах (MVT, SEDEX), с одной стороны, и в вулканогенно-осадочных сериях (VMS), с другой. Региональные и локальные тектонические элементы, контролирующие размещение месторождений и отдельных крупных сульфидных залежей, в целом близки для всех рассматриваемых типов – это депрессионные структуры (рифты, желоба, кальдеры).

Месторождения SEDEX – это в основном сингенетические по природе сульфидные залежи в преимущественно терригенных сериях, при подчиненном развитии карбонатных и магматогенных (вулканических, вулканогенно-осадочных и субвулканических) пород. Они образуют, главным образом, на Австралийском и Северо-Американском континентах, крупнейшие в мире скопления сульфидов свинца и цинка, и локализованы в протерозойских и нижнепалеозойских осадочных комплексах. В настоящее время под типом SEDEX большинство исследователей понимает стратиформные сульфидные Pb-Zn руды в существенно терригенных сериях, образовавшиеся в процессах седиментации и последующего диагенеза, а некоторые – и еще шире, считая главным их признаком нахождение в обломочных терригенных породах (см. табл. 1). В то же время и сингенетическими они считаются довольно условно, т. к. зачастую

устанавливаются доминирование в рудообразовании эпигенетических процессов, а также участие метаморфизма, позднего магматизма и пр.

Таблица 1

Позиция гидротермальных Pb-Zn месторождений в существенно терригенных толщах (\approx C-SEDEX)

Типы месторождений	Геодинамическая позиция	Примеры месторождений, рудных районов
В терригенных и углеродисто-терригенных толщах – филизчайский (C-SEDEX)	Внутрикратонный или окраинно-континентальный осадочный бассейн, обычно рифтогенный	М-ния Б. Кавказа (Филизчай, Кызыл-Дере); Мегген, Раммельсберг (Германия), Салливан (ЮЗ Канада), Маунт-Айза, Хилтон, Джордж Фишер (Сев. Австралия), Лайсваль (Швеция), Дуншегмяо (Ц. Китай)
В терригенных толщах (+туффиты, \pm карб., \pm УВ)	Внутриконтинентальные долгоживущая депрессия или крупный трог; окраинно-континентальный осадочный бассейн, осложненный рифтами	Ред-Дог (СЗ Аляска), Холоднинское (Сев. Прибайкалье), Брокен-Хилл (Австралия); Нижне-Талотинское (Полярный Урал)
В карбонатно-туфо-терригенных толщах*	Окраинно-континентальная рифтогенная вулканотектоническая депрессия; удаленный континентальный задуговой рифтогенный бассейн	Озерное, Ульзутуй, Туркул (Зап. Забайкалье)
В карбонатных и терригенно-карбонатных породах, в вулканогенно-терригенных сериях (оммеберг)**	Удаленный континентальный задуговой рифтогенный бассейн, находящийся под влиянием долгоживущей зоны субдукции	Цинкгруван (Бергслеген, Швеция) = (SAS type) \approx McArthur-type SEDEX, МакАртур Ривер (Сев. Австралия); Биксизак (Южный Урал)

Примечание. Типы месторождений: * – переходный к VMS и MVT; ** – переходный к MVT. C-SEDEX – clastic-dominated SEDEX (sedimentary exhalative), SAS – stratiform ash siltstone; УВ – углеродистое вещество.

Месторождения MVT – это эпигенетические, в основном стратифицированные Pb-Zn месторождения, которые образовались в литифицированных карбонатных вмещающих породах. Они распространены довольно широко, причем обычно это средние и мелкие по масштабам объекты. Их ценность для нынешних и будущих поколений – в относительно высокой экологичности, что обусловлено низкими по сравнению с другими полиметаллическими месторождениями содержаниями пирита и пирротина: этих минералов мало в рудных телах, отвалах и хвостах, что почти исключает появление кислых рудничных и подотвальных вод, которые к тому же нейтрализуются вмещающими известняками. Руды характеризуются, как правило, высокой обогатимостью, что минимизирует количество тяжелых металлов-токсикантов (Pb, Zn, Cu, Cd, Hg, Tl), попадающих в окружающую среду в результате переработки сырья.

К **колчеданным месторождениям** относятся скопления сульфидных минералов, преимущественно сульфидов Fe, Cu, Zn и Pb, связанные с субмаринными базальтоидными формациями; важную роль в строении этих месторождений играют терригенные и известковистые толщи. Cu-Zn и Cu-Pb-Zn руды обычно перекрываются или фациально замещаются по простиранию тонкослоистыми железо-кремнистыми хемогенными осадками, содержащими незначительное количество сульфидов. Геохимическая зональность колчеданных месторождений характеризуется ростом вверх по разрезу и к флангам отношения $(Cu+Zn+Pb)/Cu$. Большинство месторождений, формирующихся начиная с архея, в той или иной мере метаморфизованы.

Генезис колчеданных месторождений (VMS) и практически амагматогенных месторождений SEDEX- и MV-типов, – сложный и во многом дискуссионный. В общем и целом, в ряду VMS → SEDEX → MVT и вклад вулканизма, и температура минералообразования снижаются, а соленость гидротермальных флюидов растет. Обсуждение признаков классификации полиметаллических месторождений проведено на примере Озерного месторождения, которое отнесено к промежуточному VMS/SEDEX/MVT типу, названному нами **озерным типом**.

Мировое развитие и научно-технический прогресс интенсифицируют использование минерального сырья – необходимой основы производства высокотехнологичной продукции. Россия, как и другие передовые страны-производители этой продукции (США, ЕС и др.), остро нуждается в различных сырьевых материалах, являющихся «критическими» для ее экономики. Государству необходимо обеспечить более строгий учет и стимулировать рост комплексности переработки и поощрять извлечение попутных компонентов. В области добычи минерального сырья и его использования необходимо добиться снижения зависимости отечественной экономики от импорта. Расширение самообеспеченности должно стать

приоритетом долгосрочной стратегии РФ в области минеральных ресурсов. Исследование парагенеза рудного и осадочного вещества требует как детального геологического картирования полевых взаимоотношений, так и углубленного изучения соотношения осадочного и эпигенетического вкладов, включая метаморфическую регенерацию, а также источников вещества и возраста изотопными методами.

Работа поддержана грантом РФФИ № 22-17-00106.

Т.А. Вовчина¹, Н.Ю. Никулова¹, А.А. Соболева¹

Доордовикские обломочные породы хребта Оченырды, Полярный Урал

Доордовикские обломочные породы хребта Оченырды образуют прослой среди вулканогенно-осадочных толщ, отнесенных при последних геолого-съёмочных работах [1] к верхнерифейским манюкуяхинской и очетывисской свитам. Литологическая характеристика метапесчаников доордовикских свит хребта Оченырды приведена в работе [2], где подчеркивается сходство их составов и происхождения. Нами выбраны два типичных образца из наиболее древних и наиболее молодых метапесчаников докембрийской части разреза, из которых с целью уточнения возраста свит продатированы зерна детритового циркона.

Мелкозернистые полевошпат-кварцевые метапесчаники манюкуяхинской свиты (обр. PU15-232) характеризуются бластопсаммитовой структурой и сланцеватой текстурой за счет ориентировки чешуек слюдистых минералов в цементе пород. Обломочная часть представлена кварцем, плагиоклазами, пелитизированными калиевыми полевыми шпатами. Редко встречаются фрагменты кварц-полевошпатовых пород (предположительно гранитов). Обломки имеют разную степень окатанности, часто их очертания неровные, корродированные. Зерна кислых плагиоклазов иногда с регенерационными каймами, часть кальциевых плагиоклазов замещена карбонатом. Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом, апатитом и турмалином. Новообразованный титанит образует отдельные зерна и микроагрегатные скопления плохо окристаллизованных зерен.

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Карбонат-кварц-полевошпатовые метапесчаники верхней подсвиты отчетывисской свиты (обр. PU15-41) отличаются от метапсаммитов манюкуяхинской свиты тем, что практически все зерна кальциевого плагиоклаза замещены карбонатом.

Метапесчаники имеют следующий химический состав (мас. %): манюкуяхинская свита, обр. PU15-232: SiO_2 – 67.26, TiO_2 – 0.86, Al_2O_3 – 14.48, Fe_2O_3 – 0.86, FeO – 5.83, MnO – 0.07, MgO – 2.22, Na_2O – 2.69, K_2O – 1.69, P_2O_5 – 0.088; отчетывисская свита, обр. PU15-41: SiO_2 – 55.76, TiO_2 – 1.08, Al_2O_3 – 11.61, Fe_2O_3 – 0.24, FeO – 4.78, MnO – 0.17, MgO – 1.53, Na_2O – 3.38, K_2O – 0.68, P_2O_5 – 0.066. Нормативный минеральный состав метапесчаника манюкуяхинской свиты (%): кварц (41.4), кислый (An_5) плагиоклаз (23.6), хлорит (19.6), калиевый полевой шпат (10.0), гематит (1.0), ильменит (1.2), карбонат (1.0), титанит (0.7), лейкоксен (0.6), ильменит (0.5), и апатит (0.3). В составе метапесчаника отчетывисской свиты присутствуют (%): кислый (An_{13}) плагиоклаз (33.9), кварц (29.7), карбонат (16.3), хлорит (12.7), калиевый полевой шпат (4.0), титанит (1.6), ильменит (0.5), магнетит (0.5) и лейкоксен (0.3).

По соотношению $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ [4] и $\log(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}/\text{K}_2\text{O})-\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [9] метапесчаники манюкуяхинской и отчетывисской свит относятся к грауваккам, образованным за счет разрушения изверженных пород среднего состава [3]. Значения индексов CIA [10] (65 и 33 соответственно) и CIW [8] (71 и 33 соответственно) свидетельствуют о слабой степени химического разложения исходных пород в условиях холодного климата, способствовавшего образованию на палеоводосборах незрелого обломочного материала. Значение фациального индикатора Fe/Mn [5], составляющее 85 для метапесчаника манюкуяхинской свиты, характеризует породу как сформированную в прибрежно-морских условиях, а показатель 28 для метапсаммита отчетывисской свиты соответствует отложениям, образованным в глубоководных условиях. Величины титанового модуля $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ [6] – 8 и 5 соответственно, и алюминиевого модуля $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ [7] – 0.6 для обоих образцов, характеризуют метапесчаники как породы, не содержащие примеси экзгальтивного материала.

Для полевошпат-кварцевого метапесчаника манюкуяхинской свиты значения параметров F1 (2.31) и F2 (–0.26), применяемых для реконструкции тектонических обстановок формирования терригенных пород [11], соответствуют отложениям активной континентальной окраины. Карбонат-кварц-полевошпатовый метапесчаник отчетывисской свиты по этим показателям характеризуется как порода, образованная в условиях континентальной вулканической дуги.

В результате U-Pb (LA-ICP-MS) датирования установлено, что зерна детритового циркона из метапесчаников обр. PU15-232 образовались в диапазоне 529–2835 млн лет, а для зерен циркона из обр. PU15-41 по-

лучен возрастной интервал 499–2870 млн лет. В обоих образцах зерна вендского возраста резко преобладают (максимум плотности вероятности 551 и 557 млн лет соответственно). Судя по средневзвешенным значениям возраста трех наиболее молодых зерен циркона (обр. PU15-232 – 536±8 млн лет, обр. PU15-41 – 505±7 млн лет), отложения, относимые при картировании [1] к верхнерифейской манюкюяхинской свите, начали накапливаться не ранее начала кембрия, а седиментация обломочного материала песчаников, включаемых в верхнюю подсвиту отчетливой свиты верхнего рифея, могла происходить только начиная со среднего кембрия. Главными поставщиками детритового циркона в изученные метапесчаники были магматические породы вендского (преимущественно поздневендского) возраста. Полученные геохронологические данные хорошо объясняют близость составов метапсаммитов хребта Оченырды, но требуют уточнения стратиграфии района.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

1. *Зархидзе Д.В., Малых О.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. 2-е изд. Полярно-Уральская серия, масштаб 1:200 000. Листы R-41-XXXV, XXXVI (хр. Оченырды). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2017. 224 с.
2. *Никулова Н.Ю., Козырева И.В.* Вещественный состав и особенности формирования метапсаммитов хребта Оченырды (Полярный Урал) // Известия УрО РАН. 2016. № 4. С. 101–111.
3. *Никулова Н.Ю.* Допалеозойские песчаники Полярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 3(279). С. 17–25.
4. *Петтидэжон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
5. *Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М.* Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печорской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–21.
6. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
7. *Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27(2). P. 148–243.
8. *Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55(3/4). P. 319–322.

9. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

11. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

О.В. Голованова¹

Дискуссионные вопросы интерпретации изотопных соотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном материале различных генетических типов и фациальных обстановок в разрезах мезо-кайнозоя Крымско-Кавказской области

При изучении осадочных комплексов, накопившихся в различных обстановках эпиконтинентальных бассейнов Северо-Восточного Пери-Тетиса нами рассматриваются соотношения стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатного материала. Изотопные аномалии, часто интенсивные, достаточно ярко выражены в разрезах и проявляются на значительных по площади территориях. Многие биогенные карбонаты осаждаются при изотопном равновесии с окружающей их водой или очень близком к нему, что дает основания судить о характеристиках морской воды и условиях осадконакопления. Однако, уже в водной толще, особенно в придонном слое, а затем и в осадках с течением геологического времени могут происходить существенные изменения, так что изотопные соотношения, наблюдаемые в разрезах, могут отличаться от тех, которые существовали в бассейнах осадконакопления.

В основе интерпретации оценок $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ океанических фаций на этапе седиментогенеза лежит следующая концепция формирования изотопного состава вод океана. При изменении агрегатного состояния воды (в ходе испарения с поверхности морей и океанов или замерзания в приполярных и горных областях) легкими изотопами обогащаются атмосфер-

¹ Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия, golovanova2000@mail.ru

ные воды и ледники (в наибольшей степени). Поэтому океанические воды обогащаются легкими изотопами в прибрежных областях воздействия пресных, атмосферного происхождения (метеогенных или метеорных) вод речного и подземного стока. В эпохи планетарного потепления океаны обогащаются изотопно-легкой водой вследствие таяния ледников. На этапе диагенеза снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, сопровождаемое перекристаллизацией CaCO_3 , также может быть связано с воздействием пресных вод атмосферного происхождения. Однако, в океанических фациях в системе взаимодействия с захороненными в осадках поровыми морскими водами обычно сохраняются изотопные соотношения седиментационного этапа [5–7]. Мощным фактором формирования $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ морских карбонатов, изменяющим изотопные соотношения как в сторону увеличения, так и уменьшения содержания тяжелых изотопов является органическое вещество [2].

Нами проведены комплексные полевые и лабораторные исследования петрографические, изотопные и геохимические анализы отложений, сформированных в различных фациальных условиях. Все лабораторно-петрографические и химико-аналитические исследования производились в Геологическом институте РАН, в лабораториях химико-аналитических исследований, геохимии изотопов и геохронологии. Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах использовался комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах $\pm 0.2\text{‰}$ и $\pm 0.1\text{‰}$ соответственно. Изучение микростроения осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа MV 2300, с приставкой INCA 200 для энергетического дисперсионного рентгеновского микроанализа.

Мы изучили эталонный разрез палеогена Северо-восточного Перитетиса, представленный непрерывной последовательностью палеогеновых неритовых отложений, вскрывающихся по р. Хеу (Кабардино-Балкария, Центральное Предкавказье) [8]. Разрез охарактеризован детальным опробованием отложений, начиная от границы мела/палеогена и заканчивая рубежом эоцена/олигоцена, суммарной мощности порядка 180 м со средним шагом 0.5–1.0 м, достигающем первых сантиметров на интервалах проявления палеоэкособытий. Получено около 350 репрезентативных оценок, уверенно характеризующих флуктуации в разрезе соотношений стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, содержания CaCO_3 и ТОС.

Выявлены многочисленные экскурсы стабильных изотопов углерода и кислорода разной интенсивности, интервалы обогащения сапропелевым ОВ и интервалы с низким содержанием CaCO_3 . В подавляющем большин-

стве случаев они хорошо коррелируются с широко распространенными событиями в истории наннофоссилий. Наиболее ярко, с изотопными экскурсами амплитудой свыше 2–3‰ проявились граница мела и палеогена и палеоцен-эоценовый термальное максимум (PETM). Ярко, особенно по негативным экскурсам $\delta^{18}\text{O}$ в несколько ‰, проявились гипертермалы в верхнем палеоцене (особенно – А и C1/C2 перед PETM), в раннем эоцене (особенно E1/E2 в абазинской свите и ETM3) и среднем эоцене (C21r-H6, LLTM в позднем лютете и климатический оптимум MECO). Ярко, положительными экскурсами, проявились события рубежа эоцена и олигоцена (LEE и особенно EOGM). Отчетливо проявились события в верхах датского яруса (LDE), зеландия (MPBE) и ритмическая серия ранне-эоценового климатического оптимума (EECO).

Исследование карбонатного материала методами лабораторной и электронной микроскопии показало преобладание биогенных неритовых типов: наннопланктона, планктонных фораминифер, кальцисфер, редко бентосных фораминифер и кальцитовых диноцист и их детрита. Эти группы организмов характеризуют широкий температурный диапазон вод океана. Их состав и соотношение с глинистым веществом в разрезе меняется, и может быть охарактеризовано литотипами вакстоуна и мадстоуна. По всему разрезу наблюдается умеренное содержание кристаллического карбоната постседиментационной стадии типичной морфологии ассоциирующегося с различными формами пустот, чаще всего раковинок фораминифер. Его распределение в породах в целом неравномерно, а на интервалах существенно глинистых (Абазинская свита) отмечается их минимальное количество. Однако, корреляция негативных экскурсов с событиями повышения температуры, выявленными по наннопланктону позволяет с большой вероятностью предположить, что изменения изотопных соотношений связаны с повышением температуры, а перекристаллизация карбоната в диагенезе изменениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ не сопровождалась.

Интерпретация негативных экскурсов по кислороду раннего эоцена как гипертермальных событий согласуется с данными детального рассмотрения комплекса литологических и изотопно-геохимических характеристик интервала абазинской свиты [3]. Наиболее масштабные кислородные экскурсы (соответствующие E1/E2) приурочены к слоям с радиоляриями и минимальным содержанием CaCO_3 . Радиолярии, как известно, распространяются в водах нормальной солености, поэтому негативные экскурсы по $\delta^{18}\text{O}$ мы связываем с повышением температуры.

Схожие тенденции выявлены нами для целого ряда разрезов сеномантуронского интервала в Крыму и Дагестане (Аксу Дере, Сельбухра, Аймаки) [1]. Изотопный состав углерода и кислорода колеблется в пределах 1–1.5‰, редко 2‰ без заметной корреляции. Существенные его изменения и другие геохимические аномалии приурочены к определенным

стратиграфическим интервалам, прежде всего ОАЕ-2, углеродистому горизонту и смежных с ним слоев, что позволяет их также относить к палеоэкологическому событию. При этом, в породах изученных разрезов, представленных литотипами мадстоунов, вакстоунов и редко пакстоунов, повсеместно и без заметной корреляции с палеособытиями, мы наблюдаем принципиально те же формы кристаллического кальцита. Они выполняют пустоты, прежде всего раковин фитопланктона, биокласты (иноцерамов и прочих). В настоящее время корреляция выявленных изотопных аномалий с палеособытиями еще не закончена, и мы не считаем целесообразным связывать негативные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с участием метеогенных вод в диагенезе исследованных неритовых фаций.

Однако, мы отмечаем отдельные интервалы, наиболее мелководных фаций, на которых влияние атмосферных вод, весьма вероятно. В полевошпатовых песчаниках верхнего альба (разрез Сельбухра), четкие негативные и по $\delta^{18}\text{O}$, и по $\delta^{13}\text{C}$ изотопно-геохимические экскурсы амплитудой 1–3‰ хорошо коррелируются, а карбонатное вещество представлено кристаллическим поровым цементом. В разрезе юрско-меловых отложений Центрального Дагестана «Гуниб», нами рассмотрен интервал раннего мела, представленный мелководными фациями, однако со всеми литолого-геохимическими признаками ОАЕ (наличие темноцветного глинистого горизонта с тонкой ламинацией, практически отсутствующая биотурбация, ярко выраженные, высокоамплитудные экскурсы изотопных соотношений углерода и кислорода и проч.) [4].

Для корректной интерпретации полученных характеристик разреза «Гуниб» мы исследовали генетические типы карбонатного материала, и оказалось, что в количественном отношении преобладает биогенный карбонат биокластов мшанок, а также раковин моллюсков, фораминифер и (в единичных случаях) наннопланктона. Причем, основная масса обнаруженных форм кальцита постседиментационной стадии практически повсеместно встречается в неритовых фациях изучаемых нами разрезов и не вызывает заметных изменений изотопного состава. А вот на уровне тонкослоистых, алевритистых глин экскурс $\delta^{18}\text{O}$ составляет до -9.0‰ PDB, биокластовый материал не определяется, а преобладающим генетическим типом карбоната постседиментационной стадии является CaCO_3 , имеющий по данным электронной микроскопии характер тончайшей пленки (до 10–20 μm), состоящей из изометричных, плотно упакованных элементов и обволакивающей зерна кварцевого алеврита. Следует отметить, что с помощью оптического микроскопа наблюдать ее невозможно. По всей вероятности, именно этот тип обуславливает увеличение интенсивности негативного экскурса.

Таким образом, наши исследования изотопных соотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в неритовых фациях ряда разрезов Крымско-Кавказской области

дают основания применять схемы интерпретации без привлечения вод атмосферного происхождения. Исключениями по-видимому являются интервалы развития мелководных фаций. Постседиментационные изменения материала океанических карбонатных организмов происходили при взаимодействии с поровыми флюидами изначально того же, морского генезиса, что могло позволить соотношениям стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ сохраняться в геологическом времени. Наиболее активным фактором изменения изотопных соотношений по всей видимости являлось органическое вещество.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щенетова Е.В. и др. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в разрезах Северного Пери-Тетиса (Крым, Восточный Кавказ): структура отложений, динамика их формирования // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 6. С. 519–542.

2. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра. 1973. 384 с.

3. Голованова О.В. Специфика проявления первого из гипертермальных событий раннего эоцена в Центральном Предкавказье (разрез р. Хеу) по литолого-геохимическим данным. // Материалы 13 Уральского литологического совещания «От анализа вещества – к бассейновому анализу». Екатеринбург, 2020. С. 39–41.

4. Голованова О.В. Особенности интерпретации изотопно-геохимических данных по мелководным фациям раннемелового времени (Центральный Дагестан, разрез «Гуниб»). // Экзолит – 2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Годичное собрание (научные чтения) / Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ им. М.В. Ломоносова / Под ред. Ю.В. Ростовцевой. 2022. С. 39–41.

5. Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука. 1973. 256 с.

6. Adams A., Diamond L.W. Early diagenesis driven by widespread meteoric infiltration of a Central European carbonate ramp: A reinterpretation of the Upper Muschelkalk // Sediment. Geol. 2017. V. 362. P. 37–52.

7. Cherns L., Wright V.P. Quantifying the impacts of early diagenetic aragonite dissolution on the fossil record // Palaios. 2009. V. 24(11). P. 711–756. <https://doi.org/10.2110/palo.2008.p08-134r>

8. Shcherbinina E., Gavrilov Yu., Pokrovsky B., Golovanova O. Integrated Paleocene–Eocene nannofossil and stable isotope stratigraphy in the Northern Caucasus, Russia // Stratigr. Geol. Correl. 2022. V. 30(5). P. 378–407.

Позднеальбские-кампанские туфотерригенные породы Алганского террейна (Корякское нагорье)

Настоящее исследование основано на материале, полученном в ходе полевых работ ГИН РАН на территории Алганского террейна в 2016 г. Структуры Алганского террейна относятся к Корякско-Камчатской складчатой области, которая является континентальной окраиной аккреционного типа, образованной при последовательном присоединении к Азиатскому континенту разнородных террейнов [5].

Породы позднего альба-кампана рассматривались предшественниками как отложения мелкого моря, формировавшиеся во фронтальной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) [6]. По их мнению, породы залегают с угловым несогласием на более древних позднеюрских-раннемеловых породах и представляют собой постамальгамационный чехол. Наши наблюдения показывают, что породы участвуют в надвиговых деформациях, образуя чешуйчатые и складчатые структуры, и входят в состав единого покровно-складчатого комплекса. В исследуемых породах выделяются два тектоно-стратиграфических комплекса (ТСК): перекатнинский, сложенный породами верхнего альба-турона; и ламутский, сложенный породами коньяк-кампана. Каждый ТСК включает тектонически совмещенные чешуи вулканогенно-кремнистого и туфотерригенного составов, падающие на северо-восток и север-северо-восток. Кремнисто-базальтовые ассоциации в их составе датированы по радиояриям [3]: в первом случае кимериджем-титоном и титоном-берриасом, во втором – кампаном.

В работе представлены результаты исследования минерального, гранулометрического и вещественного составов туфотерригенных пород перекатнинского и ламутского ТСК. Они составляют значительную часть обоих комплексов. Чаще всего они представлены невыдержанным по мощности переслаиванием туфопесчаников, вулканомиктовых песчаников и туфоалевролитов, редко гравелитов и конгломератов. Породы псаммитовой размерности представлены серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми разностями, плотные, массивные, тонко-мелко-среднезернистые, плохо и средне сортированные, плохо окатанные. Породы алевритовой размерности представлены черными, черно-серыми и серо-коричневыми разностями. Они плотные, часто окремненные, как с массивной, так и со слоистой и другими гидродинамическими текстурами.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

По минеральному составу породы псаммитовой размерности обоих комплексов, по классификации А.Г. Коссовской [2], относятся к семействам граувакк и полевошпатовых граувакк. Среди обломков пород преобладают обломки кислых и средних вулканитов. В меньшей степени встречаются обломки гранитоидов и крупные фрагменты алевролитов, аргиллитов, часто кливажированных и вытянутых в одном направлении. Пирокластический материал (5–20%) представлен кристаллокластами полевых шпатов, литокластами, витрокластами (в породах ламутского комплекса). Цемент глинистый, серицитовый и вулканогенно-глинистый (4–10%).

Гранулометрические исследования показывают, что псаммиты обоих комплексов по соотношению коэффициентов отсортированности (1.43–1.64) и асимметрии (0.76–1.29) [8] являются отложениями мутьевых потоков. По соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса (-0.31–0.18), по [4], – соответствуют отложениям речных или прибрежно-морских фаций. По способу переноса осадка, по [13], – относятся к отложениям течений с высокими и средними скоростями. Вероятно, отложения формировались в условиях, связанных с дельтовыми зонами, в небольшой удаленности от берега.

В пределах перекактинского комплекса с юго-востока на северо-запад отмечается: увеличение доли обломков пород, уменьшение доли кварца и полевых шпатов, общее укрупнение зерен и увеличение скоростей потоков, формировавших отложения. Это позволяет предположить, что источник сноса находился в северо-западной части региона.

Туфоалевролиты сложены кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Характеризуются алевропсаммитовой, крупно- и мелкоалевритовой структурами, слоистой и пятнистой текстурами. Цемент глинистый и вулканогенно-глинистый. В некоторых шлифах связующая масса имеет пепеловидную структуру и состоит из мелких осколков вулканического стекла.

Геохимические исследования показывают, что наиболее низкие значения индекса химического изменения (CIA) наблюдаются у псаммитовых разностей (47–65), по сравнению с алевролитовыми (55–71). Данные определения значений CIA, по [1], свидетельствуют об относительно слабой преобразованности исходного материала.

Суммарные содержания РЗЭ в псаммитах перекактинского комплекса составляют 245–399 г/т, ламутского – 369–458 г/т. Для туфоалевролитов характерны более высокие содержания РЗЭ (360–633 г/т) относительно псаммитовых пород, что, вероятно, связано с тем, что главными носителями РЗЭ, по-видимому, являются глинистые минералы. Для всех изученных образцов характерна отрицательная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 0.52–0.99$), что говорит о присутствии кислых пород в области источника сноса.

Содержания Hf (2.3–6.7 г/т), SiO₂ (58–70%) и значения отношения La/Th (1.5–6.7), La/Sc (0.4–2.2), Th/Co (0.07–2.14), SiO₂/Al₂O₃ (3.1–4.5), K₂O/Na₂O (0.1–2.3) по [10, 11] указывают на преобладание в составе источника сноса пород кислого и среднего составов, а по [9, 14] – на их надсубдукционную природу.

Соотношения Mo/Mn (0.0001–0.0022), V/Cr (0.1–3.4), V/(V+Ni) (0.7–0.9), U/Th (0.2–1.3) и абсолютные содержания Mo (0.3–3.0), по [7, 12], указывают на накопление пород преимущественно в окислительных обстановках.

В результате обобщения полученных данных сделаны следующие выводы. Позднеальбские-кампанские туфотерригенные породы формировались за счет высоко- и среднескоростных мутьевых потоков, на относительно небольшом расстоянии от побережья, вблизи дельт. Их накопление происходило синхронно с вулканизмом, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала кислого и среднего состава, и был связан с существованием активной континентальной окраины. Вместе с вулканитами в бассейн поступали фрагменты фундамента вулканической постройки, представленные гранитоидами, и продукты размыва терригенных комплексов. Питающая провинция, представляющая обломочный материал, была расположена северо-западнее Алганского террейна (в современных координатах). Наиболее вероятно, это была вулканическая система ОЧВП, существовавшая в то время.

Исследование выполнено за счет средств гранта РФФИ № 22-27-00665. Базовое финансирование сотрудников за счет субсидий по теме госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Складорова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
2. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 235 с.
3. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В.* Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–76.
4. *Рожков Г.Ф., Копалиани З.Д.* Дифференциация обломочного материала и гранулометрическая диаграмма α - τ по косвенному счету частиц. Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978. 367 с.
5. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. № 6. 2010. С. 60–78.

6. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. № 6. 1996. С. 68–80.
7. Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1991. № 12. С. 74–82.
8. Bjorlykke K. Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin; Heidelberg: Springer Verlag, 1989. 363 p.
9. Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
10. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
11. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.
12. Jones P., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geology. 1994. V. 111. P. 111–129.
13. Passega R. Grain size representation by CM patterns as geological tool // J. Sediment. Petrol. 1964. V. 34. P. 830–847.
14. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94(5). P. 635–650.

М.К. Данукалова¹, А.Б. Кузьмичев¹

**Кембрийские осадочные толщи острова Русский
(архипелаг Норденшельда): строение разреза, особенности
состава, корреляция с отложениями о. Большевик**

Остров Русский занимает крайнее северное положение в архипелаге Норденшельда. Он находится в 200 км к ЗЮЗ от мыса Челюскин и входит в состав Северо-Таймырского складчатого пояса. Остров малоизучен. В 1957 г. он посещался Ю.Е. Погребницким и В.В. Захаровым в рамках геологической съемки 1:1 000 000 масштаба. Согласно их данным, о. Рус-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, danukalovamk@yandex.ru

ский сложен породами нижнего-среднего протерозоя мощностью до 1 км, которые по литологическому составу аналогичны отложениям мининской и хутудинской свит северо-западной части Таймыра. В нижней части разреза острова преобладают пачки метаморфизованных мелкозернистых песчаников; вверх по разрезу увеличивается количество пачек кварцсерицитовых сланцев, которые в средней части преобладают. Верхние горизонты разреза сложены хлоритсодержащими серицито-кварцевыми сланцами и содержат пачки доломитизированных известняков и доломитов (до 25 м). Породы имеют зеленовато-серый цвет [2, 7]. По опубликованным кратким описаниям, песчаники сланцеватые, состоят из кварца и серицита с небольшим количеством карбоната, и не ясно, чем они принципиально отличаются от сланцев. На последней изданной геологической карте (1:1 000 000), включающей архипелаг Норденшельда, о. Русский также закрашен в цвет мининской свиты (толщи), возраст которой, однако, определяется среднекембрийским. На юго-востоке острова показано поле распространения каменноугольных гранитов [6]. В объяснительной записке [5] к этой карте приведено только общее для всей площади распространения описание толщи, согласно которому она сложена неравномерно ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов серой и серо-зеленой окраски. Характерно обилие мелких известковистых стяжений и наличие в песчаниках обломков вулканогенных пород. Непосредственно для о. Русский А.А. Макарьев приводит лаконичные сведения о детритовых цирконах из пород его юго-западной части: 20–30% зерен имеет вендский-раннекембрийский возраст (520–600 млн лет) [5]. Мининская толща, по современным представлениям, входит в состав венд(?)кембрийского флишоидного комплекса, слагающего Северо-Таймырский пояс и накопившегося на континентальном склоне Карского микроконтинента (или Карского блока Балтики) во время Тиманского орогенеза [напр., 1, 3, 10]. По мнению А.Б. Кузьмичева и М.К. Данукаловой [9], северо-таймырский флишоид является продуктом заполнения бассейна форланда, который заложился на окраине Сибирского палеоконтинента при его коллизии с Карским доменом Балтики в самом конце неопротерозоя – раннем кембрии.

В результате экспедиции, проведенной нами осенью 2020 г., впервые детально изучено геологическое строение восточной половины о. Русский и разрез слагающих его пород. Присутствие карбонатных отложений и гранитов не подтвердилось. Остров целиком сложен терригенными преимущественно песчаными толщами, частично измененными в коре выветривания. Породы смяты в напряженные близкие к изоклинальным складки СВ простирания с наклонными шарнирами и без отчетливо выраженной вергентности; неравномерно пронизаны кливажем, нарушены продольными и поперечными. Сложная структура в сочетании с неполной

обнаженностью, слабой контрастностью разреза и малой распространенностью седиментологических признаков кровли и подошвы затрудняют определение мощностей и последовательности отложений. Наши наблюдения указывают на то, что разрез, в целом, наращивается с СЗ на ЮВ. В нем выделено шесть толщ, строение которых будет подробно рассмотрено в докладе. Их общая мощность оценена по структурным профилям и составляет порядка 1.5 км.

Доминирующей породой во всех толщах являются серые и серо-зеленые плохо сортированные полевошпат-кварцевые песчаники (и песчанистые алевролиты), содержащие обломки гранитов, микродиоритов и эффузивных пород разного состава. Часто присутствует вторичный карбонат, иногда в значительном количестве. Соотношение компонентов варьирует, но ясного тренда в изменении минерального состава по разрезу не проявлено. В нижних трех толщах нередко обломочные породы содержат много (до 7%) сфена; для верхней части толщи 5 характерен эпидот, а для пород толщи 6 – ярко-зеленый хлорит, что придает им отчетливую зеленую окраску. Кроме разнородных «мусорных» песчаников пестрого состава, в разрезе в подчиненном количестве присутствуют более зрелые существенно кварцевые разновидности. Они особенно характерны для толщи 3. В поле такие породы напоминают кварцитовидный туф или лаву. На разных уровнях разреза встречаются редкие прослои гравелистов (от преимущественно кварцевых и аркозовых до в значительной степени вулканомиктовых). Сланцы (аргиллиты и глинистые алевролиты) играют в разрезе второстепенную роль и слагают, как правило, тонкие нерегулярные прослои в песчаниках. Исключение составляет толщи 1 и 2 и плохообнаженная толща 5, где темноокрашенные сланцевые пачки достигают мощности в первые десятки метров. В нижних толщах они насыщены крупным пиритом. Песчаники и алевролиты острова Русский часто содержат мелкие карбонатные стяжения и конкреционные прослои (особенно типичны для зеленоцветной толщи 6).

Седиментационные текстуры хорошо проявлены в нижней части разреза; в остальной части они встречены крайне редко и представлены параллельной слоистостью, градационной слоистостью; в единичных случаях наблюдалась неясная волновая(?) рябь и горизонты с мелкой косой слоистостью. Отдельные пачки в нижней части разреза представлены турбидитами. Для них характерны прямая градация обломочного материала, *gir-up* класты аргиллитов, указывающие на амальгамацию, цепочки песчано-алевритовых валиков ряби течений (в том числе проваленных в подстилающий осадок) в сланцевых пачках. Иногда присутствуют подошвенные знаки, включая нечеткие *flute casts*, в песчаниках. В этих же толщах наряду с турбидитами встречаются пачки песчаников со штормовой косой слоистостью (*hummocky cross stratification*), что указывает на

шельфовые глубины. Весь перекрывающий разрез, в котором доминируют песчаники без ясных седиментационных признаков, по-видимому, накопился в более мелководной части бассейна, но преимущественно глубже уровня воздействия обычных волн.

Из разных уровней разреза проанализировано 9 образцов детритовых цирконов (в сумме 1115 анализов), которые показали сходное распределение возрастов [4, 9]. Преобладают цирконы, возраст которых лежит в диапазоне 710–500 млн лет (750 анализов), причем 504 из них характеризуют интервал 600–535 млн лет, что подтверждает предполагаемый транспорт кластики со стороны Тиманского орогена [8, 10]. Во всех образцах присутствует пик 538 млн лет, примерно соответствующий подошве кембрия. В трех образцах из верхней части разреза (верхи толщи 4, верхи толщи 5 и толща 6) стабильно присутствуют цирконы раннекембрийского возраста (обособляются пики 515 и 525 млн лет). Следовательно, изученные отложения острова Русский образовались не ранее начала кембрия, а верхняя треть последовательности – не ранее второй половины-конца раннего кембрия. Единичные более молодые цирконы, присутствующие в некоторых пробах, мы не учитывали при определении максимального возраста осадконакопления. Макро- и микрофауну в разрезе обнаружить не удалось. По литологическим признакам и петрографии обломочных пород выделенные на о. Русский толщи сопоставляются с кембрийскими терригенными отложениями острова Большевик и о-вов Известий ЦИК, лежащими на простирации, и демонстрируют аналогичное распределение возрастов детритовых цирконов [5, 8, 9 и ссылки в этих работах]. Вероятно, все перечисленные районы принадлежали единой зоне палеобассейна, переходной между мелководными фациями, известными на о. Октябрьской Революции [5], и глубоководным флишем Северного Таймыра. Смена турбидитов нижней части разреза о. Русский шельфовыми толщами интерпретирована как проградация шельфа с севера на юг.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-77-10096).

Литература

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
2. Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 548 с.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
4. *Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Сатановский К.К. и др.* Геология острова Русский (архипелаг Норденшельда) // Тектоника и геодинамика Зем-

ной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. С. 255–259.

5. *Макарьев А.А.* (ред.) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 472 с.

6. *Макарьев А.А., Макарьева Е.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). СПб.: ФГУНПП «ПМГРЭ», 2011.

7. *Погребницкий Ю.Е., Захаров В.В.* Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1:1 000 000. Лист Т-45, 46, 47 (архипелаг Норденшельда). Объяснительная записка. М., 1961. 32 с.

8. *Фокин П.А., Япаскурт В.О., Никишин А.М.* Обстановки формирования средне-верхнекембрийских отложений о. Большевик и о. Тройной (Российская Арктика) по результатам изучения обломочных пород метатерригенных комплексов // Геотектоника. 2019. № 6. С. 65–77.

9. *Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The Laptev Sea orocline: how to tie loose ends of Arctic fold belts // Earth-Sci. Rev. 2023. V. 238. 104330.

10. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Paleozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. 2009. V. 166. P. 517–527.

И.И. Даньщикова¹

Вторичные изменения в силурийских карбонатных породах центральной части гряды Чернышева

Карбонатные нефтяные резервуары гряды Чернышева, выявленные в силурийских отложениях, характеризуются неоднородностью емкостно-фильтрационных свойств и сложными типами коллекторов и емкостных свойств [1]. Большое влияние на строение пустотного пространства оказали вторичные процессы. В связи с этим обоснование роли постседиментационных процессов в формировании и разрушении залежей представляет собой актуальный и практический интерес.

¹ Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук – обособленное подразделение ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Исследуемые объекты расположены в северной части Тимано-Печорской провинции, в пределах центральной части гряды Чернышева. Согласно существующим представлениям и собственным исследованиям, силурийские отложения сформировались в мелководных условиях морского бассейна [3, 4] и имеют признаки сложного сочетания вторичных преобразований, инициированных различными тектоническими процессами, изменениями гидродинамического режима и состава подземных вод [2, 3]. Наибольшее влияние на структуру и морфологию пустотного пространства оказали доломитизация, выщелачивание, вторичное минеральное заполнение пустот и трещинообразование (рис. 1).

Доломитизация в исследуемых отложениях представлена несколькими типами. К *первому типу* относится доломит выполнения полостей в органических остатках (рис. 1а). Структура доломита варьирует от средне- до крупнокристаллической. К *второму типу* отнесен доломит мелко-тонкозернистый (размеры от 0.01 до 0.06 мм) с зернами ксеноморфной формы и блочного строения, замещающих матрикс в известняках (рис. 1б). *Третий тип* представлен доломитом с мелко-среднекристаллической структурой, приуроченный к глинистым прослоям, стилолитовым швам и трещиноватым участкам (рис. 1с). Встречается также в виде пятен либо прослоев кристаллического доломита ромбоэдрической формы мелко-среднезернистого. *Четвертый тип* представлен кристаллами доломита ромбоэдрической и субромбоэдрической формы, размерами от 0.1–0.4 мм. Обычно слагает породу целиком, реже участвует в выполнении каверн, пор и трещин. Породы, сложенные данным типом, являются основными коллекторами комплекса. В изученных разрезах в них развиты вторичные межзерновые поры доломитизации-перекристаллизации размером менее 0.01 мм.

Выщелачивание характерно, в основном, для карбонатных толщ нижнего силура, где оно широко развито (рис. 1d). В породах отмечаются поры выщелачивания по органогенным остаткам, образованные на ранней стадии диагенеза, и пустоты выщелачивания связанные с процессами образования карста по системам трещин, сформированных на стадии катагенеза, и обусловленные смешением рассолов выщелачивания и вод морского происхождения [3]. В большинстве случаев пустотное пространство позднее подверглось частичному или полному «запечатыванию» различными минеральными новообразованиями, что привело к уменьшению фильтрационно-емкостных свойств пород.

Вторичное минеральное заполнение пустот. Пустотное пространство силурийских карбонатных пород на изучаемой территории представлено в основном тектоническими трещинами и порово-каверновыми полостями. Чаще всего пустоты заполнены доломитом, кальцитом, ангидритом, целестином, гипсом, флюоритом, халцедоном, кварцем, пиритом. Пирит

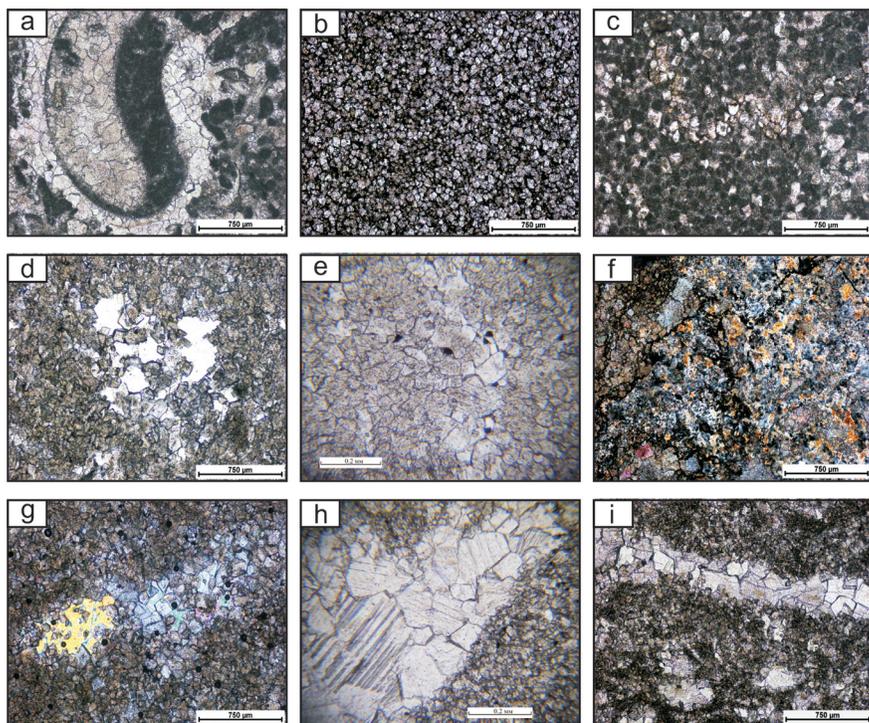


Рис. 1. Основные типы вторичных изменений в силурийских карбонатных породах: а – выполнение новообразованного доломита по органическому остатку, скв. Воргамусюрская-1, нижний силур; б – диagenетический доломит ксеноморфной формы, замещающий матрикс в известняках, скв. Адакская-2, верхний силур; в – развитие ромбоэдрических зерен доломита вдоль стилолитовых швов, скв. Хоседаю-Неруюская-6, нижний силур; д – пустоты выщелачивания во вторичном доломите, скв. Адакская-2, нижний силур; е – межзерновое заполнение пирита во вторичном доломите, скв. Заостренская-1, нижний силур; ф – стяжения окремнения во вторичном доломите, скв. Адакская-1, нижний силур; г – выполнение пустотного пространства новообразованным ангидритом, скв. Хоседаю-Неруюская-6, нижний силур; h – заполнение пустотного пространства крупнозернистыми двойниками кальцита в доломитизированном известняке, скв. Воргамусюрская-1, нижний силур; и – выполнение тектонической трещины новообразованным доломитом, скв. Воргамусюрская-1, верхний силур

наблюдается в виде отдельных мелких кристаллов либо их скоплений (рис. 1е). В отложениях верхнего силура он приурочен к породам, обогащенным глинистыми прослоями. В нижнесилурийских толщах, пиритизация пород часто приурочена к зонам брекчирования, связанных с текто-

ническими нарушениями. Минералы кремнезема чаще всего встречаются в виде мелких стяжений линзовидной формы и микрокристаллического строения, длиной от 0.3 до ~1 мм (рис. 1f). Они представлены халцедоном, который выполняет поры, трещины, замещает реликты органогенных остатков.

Сульфатные минералы в основном отмечаются в толщах нижнего силура. Их генезис связан с процессами рассольного катагенеза [3], при которых происходило взаимодействие пород с рассолами, проникавшими из галогенных толщ ордовика, и/или нижнего девона в ходе прогрессивного погружения, либо при тектонических перестройках гряды Чернышева. Чаще всего сульфаты заполняют пустоты выщелачивания (рис. 1g), реже замещают органогенные остатки.

Минералы карбонатов встречается во всех силурийских толщах. Кристаллы кальцита чаще всего проявляются в запечатывании полостей, реже трещин и обладают хорошей выраженной спайностью и двойникованием (рис. 1h). Доломит выполняет пустотное пространство ромбоздрическими кристаллами. Процессы осаждения минералов карбонатов в большинстве случаев связаны с составом подземных вод.

Трещинообразование в силурийских отложениях играет значительную роль в образовании емкостного пространства и миграции флюидов. В основном это тектонические трещины, возникшие при тектоническом режиме региона (рис. 1i). Залечены они вторичными минералами: доломитом, реже кальцитом и ангидритом.

В результате проведенных исследований можно отметить, что силурийские отложения испытали значительные постседиментационные преобразования. Гипергенные изменения отмечаются чаще всего в западной части гряды Чернышева и связаны воздействием предфранского размыва. Процессы катагенеза более ярко проявились в восточной части гряды Чернышева. Интенсивность их обусловлена воздействием стрессов тектонических деформаций, что сопровождалось минеральным заполнением пустотного пространства и увеличением содержания доломита в породе; и только в зонах растяжения отмечается развитие трещин и пустот выщелачивания.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме 122040600010-8.

Литература

1. Данилов В.Н. Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазонасность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
2. Даныщикова И.И., Майдль Т.В., Митюшева Т.П. Эпигенетические изменения карбонатных пород и их связь с химическим составом воды в верхне-

ордовикско-нижнедевонском нефтегазоносном комплексе гряды Чернышева и восточного борта Хорейверской впадины // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 4. С. 1–19. https://doi.org/10.17353/2070-5379/44_2019

3. *Даньщикова И.И., Майдль Т.В.* Условия формирования пород-коллекторов силурийских отложений центральной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 1–21. http://www.ngtp.ru/rub/2019/20_2019.html

4. *Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н.* Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Изд-во Академии горных наук, 2001. 110 с.

А.В. Дронов¹

Глубоководные морские красноцветы в эпиконтинентальных морях ордовика

Фации морских красноцветных известняков с низкой скоростью седиментации, обилием раковин головоногих моллюсков и поверхностей перерыва типичны для отложений многих эпиконтинентальных бассейнов ордовикского периода. Они, в частности, характерны для платформы Янцзы (Южно-Китайской). Для их обозначения предложен даже специальный термин – «Пагода фации» [9, 12]. Аналогичные фации широко распространены также в ордовикском бассейне Балтоскандии, в Московском ордовикском бассейне на Русской платформе, где для их обозначения используют традиционный термин – красные «Ортоцератитовые известняки». Они составляют основу Шведско-Латвийской [3], или Центральной Балтоскандинавской [7, 2], фациальной зоны. Как в Китае, так и в Европе красноцветные фации располагаются между склоновыми черносланцевыми фациями и прибрежными сероцветными биокластическими известняками, часто с обилием глауконита. По сути дела, они являются аналогами типичных для юры и, частично, мела Тетиса фаций «Ammonitico Rosso» [4] и представляют собой относительно глубоководные и холодноводные карбонатные фации [8, 2]. Для меловых фаций глубоководных морских красноцветов, которые могут быть представлены как известняками, так

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

и мергелями, алевролитами и/или кремнями используется также аббревиатура CORB – Cretaceous Oceanic Red Beds [11].

Несмотря на то, что Русская и Южно-Китайская платформы располагались в раннем и среднем ордовике достаточно далеко друг от друга, хотя и та и другая в умеренных широтах, появление и широкое распространение красноцветных фаций цефалоподовых известняков происходит на них практически одновременно, в самом конце флоского времени (конодонтовая зона *Oepikodus evae*). Это дает основание рассматривать их также в рамках концепции «ортостратиграфических фаций» (Time-specific facies) О. Валлизера, т.е. фаций, имеющих глобальное распространение в относительно узком временном интервале [5, 12]. По-видимому, событие, приведшее к формированию этих фаций и проявившееся одновременно на удаленных друг от друга палеоконтинентах, связано с изменением океанической циркуляции и переходом Земли от парникового климата к ледниковому [10]. Следует отметить, что это первое появление таких фаций в фанерозойской истории Земли. В основании серии красноцветных известняков на обеих платформах отмечены отложения, обогащенные фосфатом и глауконитом, что, вероятно, свидетельствует в пользу апвеллинга и трансгрессивного характера этих фаций.

Различия в эволюции осадконакопления между Южно-Китайской и Русской платформами заключаются в том, что в первом случае холодноводные красноцветные фации ложатся на тепловодные тропические известняки, а во втором – на холодноводные силицикластиты. Кроме того, на платформе Янцзы формирование красноцветных фаций «Orthoceratitico Rosso» продолжалось практически непрерывно с конца флоского времени до конца катийского. В то время как в ордовикском бассейне Балтоскандии было два импульса развития морских красноцветов: 1) с конца флоского времени по конец дарривильского и 2) в конце катийского времени, разделенных интервалом развития сероцветных фаций (с конца дарривила по середину катия). По-видимому, это связано с быстрой миграцией Балтики из умеренных широт в приэкваториальные в течение среднего и позднего ордовика, в то время как платформа Янцзы оставалась в умеренных широтах.

На Сибирской платформе красноцветные цефалоподовые фации широко представлены в киренско-кудринском, чертовском, баксанском, долборском и нирундинском горизонтах, т.е. в верхах дарривила, а также в садбийском и катийском ярусах верхнего ордовика. В Сибири они, как и в других местах, связаны с распространением холодноводных карбонатов [1, 6]. На Североамериканской платформе холодноводные карбонаты появляются несколько позже, в катийское время [6].

Почти повсеместное распространение глубоководных морских красноцветов в эпиконтинентальных морях среднего и верхнего ордовика (до

хирнанта) свидетельствует о высоком стоянии уровня мирового океана в это время. Последнее может быть связано с высокой скоростью спрединга срединно-океанических хребтов и относительно малой глубиной ордовикских океанов. Повсеместное, даже на континентах, находившихся вблизи палеоэкватора, глобальное замещение тепловодных карбонатных систем холодноводными в среднем и позднем ордовике связано с переходом к современному типу океанической циркуляции. Оно происходило параллельно с резким увеличением биоразнообразия нектонных и бентосных организмов в эпиконтинентальных морях (Событие Великой Ордовикской Биодиверсификации) и, несомненно, эти процессы связаны друг с другом.

Литература

1. Дронов А.В., Зайцев А.В. Холодноводные карбонаты в верхнем ордовике Сибирской платформы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы VI Всероссийского литологического совещания. Казань. Т. 1. 2011. С. 280–284.
2. Дронов А.В. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. С. 65–92.
3. Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966.
4. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Мир, 1980. 420 с.
5. Brett C.E., McLaughlin P.I., Histon K. et al. Time-specific aspects of facies: State of art, examples, and possible causes // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2012. V. 367–368. P. 6–18.
6. Dronov A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 389(1). P. 87–95.
7. Jaanusson V. Introduction to the Ordovician of Sweden // Field Excursion Guide. IV International Symposium on the Ordovician System. Palaeontological Contributions from the University of Oslo 279. 1982. P. 1–10.
8. Lindström M. The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks // Aspects of the Ordovician System. Palaeontological Contributions from the University of Oslo, N.295. Oslo: Universitetsforlaget? 1984. P. 81–88.
9. Lindström M., Chen J-Y., Zhang J-M. Section at Daping reveals Sino-Baltoscandian parallelism of facies in the Ordovician // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1991. V. 113. № 2-3. P. 189–205.
10. Rasmussen M.Ø., Ullmann C.V., Jakobsen K.G. et al. Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging Mid Ordovician icehouse // Scientific Reports. 2016. V. 6. P. 1–9. <https://www.nature.com/articles/srep18884>

11. Wang C., Hu X., Huang Y. et al. Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance // SEPM Special Publication. 2009. V. 91. P. 13–33.

12. Zhan R., Jin J., Liu J. et al. Meganodular limestone of the Pagoda Formation: A time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 448. P. 349–362.

В.А. Друщич¹

Некоторые литологические и тектонические предпосылки устойчивости скоплений криогенных гидратов природного газа

Криогенные гидраты природного газа (КГГ) формировались вместе с криолитосферой в течение четвертичного периода и в гляциальных, и в перигляциальных обстановках. Известные крупные скопления этих образований сосредоточены в нефтегазовых и угольных бассейнах на суше и прилегающем шельфе в Арктике, а также на Тибетском нагорье (часто называемым «Третьим полюсом»).

Время образования и наибольшего распространения КГГ – криохроны в сопровождении регрессивного периода на шельфе. Для создания месторождения или скопления КГГ, помимо специальных термобарических условий, необходимо наличие достаточного количества газа и воды, коллектора и покрышки, путей поступления флюидов к коллектору. Эти условия ставят КГГ в один ряд с традиционными углеводородами, коллекторы которых находятся под влиянием литологических свойств слагающих их отложений, истории тектонического развития и современной геодинамики. Для клатратных соединений и покрышкой, и вмещающими осадками часто служат многолетнемерзлые породы (ММП).

В работе рассматриваются КГГ дельты р. Маккензи (в пределах газового месторождения Таглу, северо-запад Канады) и угольного месторождения Мули (высота 4000–4300 м, горы Цилян, северо-восточный Тибет). Эти залежи известны тем, что там получены образцы керн с КГГ. Криогенные газогидраты дельты Маккензи находятся в олигоценовой толще (890–1190 м), которая слагается песками флювиальных распре-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

делительных каналов дельты и алевритами поймы и намывных валов, и углем, накопленным в пойменной – дельтовой обстановке. Весь органический материал терригенный. Газ в гидратах представлен 99% метана. Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) – 640 м. Скопления клатратов – в песках. Пористость – 29–39%, заполнение гидратами 50–80%. Естественные трещины обнаружены в прослоях угля и КГГ, и в окружающих эти образования отложениях [7]. Горизонтальные движения оцениваются в 5 мм/год. Отрицательные вертикальные движения в районе дельты р. Маккензи имеют сложную природу и изменяются от -1.5 ± 0.7 мм/год до -5.3 ± 1.1 мм/год. Помимо погружающейся пассивной континентальной окраины, в эти движения вносят вклад: деградация ММП, консолидация осадочной толщи и, по всей вероятности, остаточное влияние разрушения Лаврентийского ледникового покрова (-1.50 ± 0.68 мм/год) [3]. Землетрясения сосредоточены в горах Ричардсон и во внешней зоне шельфа.

Северо-восток Тибета отличается высокой степенью современной геодинамической активности и интенсивными климатическими изменениями. Формирование скоплений КГГ в горах Цилян связано с доминированием перигляциальных зон при полупокровном оледенении последнего ледникового максимума и при горно-долинных ледниках в настоящее время. Здесь встречаются пинго, песчаные покровы, лессы, под озерами и реками развиты талики. Современная геодинамика этого региона создает условия для сохранения КГГ (интервал 133–396 м) при минимальной мощности ММП (60–95 м) [5].

Гидраты в горах Цилян (рис. 1) концентрируются в среднеюрских отложениях, сформированных в дельтово-озерных условиях и представленных серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, темно-серыми аргиллитами и алевролитами, нефтяными сланцами и пластами угля [5].

Клатратный газ состоит из 54–76% метана, 8–15% этана, 4–21% пропана и 1–7% углекислого газа. Имеется значительная разница в пространственном распределении КГГ в осадочном бассейне: 89.1 м принадлежат песчаным (поровым) коллекторам (плотность $2.2\text{--}2.3$ г/см³). К трещинным коллекторам относятся 46.5 м аргиллитов (плотность $2.36\text{--}2.44$ г/см³) и 105.4 м сланцев (плотность $2.4\text{--}2.6$ г/см³). Насыщение гидратами поровых коллекторов составляет 53%, трещинных – 73.5% [4]. ММП начали формироваться 2–1.28 млн л.н. Предполагается, что в последний ледниковый максимум их мощность достигала 636 м, а 8.5–3.0 тыс. л.н. ММП исчезли [10]. КГГ расположены в районе активной сейсмичности (М – 6–8) [2].

Скопления КГГ в дельте р. Маккензи и в угленосном бассейне Мули отличаются по литологии коллекторов и современной геодинамике. Следует отметить, что в высокогорье, с одной стороны, происходит деграда-

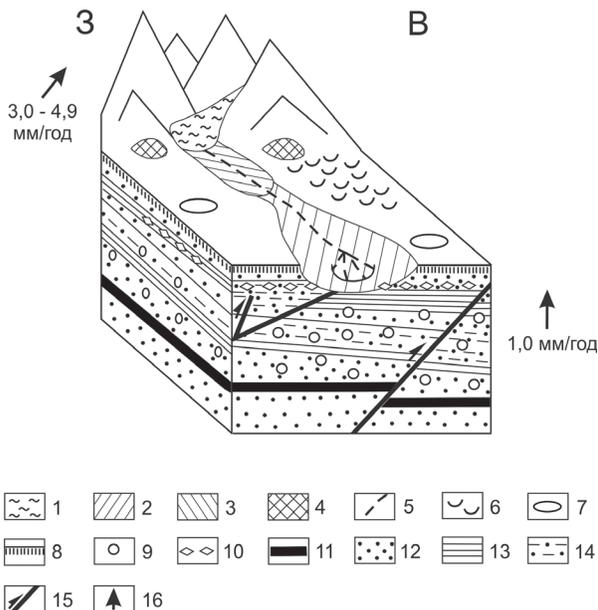


Рис. 1. Распространение КГГ, литология бассейна и современные природные условия в угольном бассейне Мули (по [1, 6, 8, 9] с изменениями и дополнениями)

Условные обозначения: 1 – ледник; 2 – морена последнего ледникового максимума; 3 – морена 4–3 тыс. л. н.; 4 – морена малого ледникового периода; 5 – аллювий; 6 – эоловые осадки; 7 – термокарстовое озеро; 8 – ММП; 9 – свободный газ; 10 – КГГ; 11 – уголь; 12 – песчаники; 13 – сланцы; 14 – аргиллиты; 15 – тектонические нарушения; 16 – направление тектонических движений

ция многолетнемерзлых пород, а с другой, осуществляется приток газовых флюидов по активным тектоническим нарушениям, что позволяет и образовываться, и существовать клатратам. КГГ газового месторождения Таглу, локализованные на пассивной опускающейся континентальной окраине, в арктических условиях, защищены мощной толщей ММП. Деградация последней приводит к активной литодинамике поверхностных неконсолидированных осадков, что выражается в формировании пинго, воронок газовых взрывов, эмиссии метана и не затрагивает КГГ.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН: «Фундаментальные проблемы тектонических, литогенетических процессов формирования складчатых структур Северо-Востока Азии» (тема FMMG-2023-0010).

1. *Chen Zh., Xu W., Liu R. et al.* Tectonic deformation of the Western Qilian Shan in response to the North–South crustal shortening and sinistral strike-slip of the Altyn Tagh Fault inferred from geomorphologic data // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 1–19. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2022.808935/full>
2. *Cui D., Qin Sh., Wang Sh.* Dynamic evolution of crustal horizontal deformation before the M 6.4 Menyuan earthquake // *Geodesy and Geodynamics.* 2016. V. 7. P. 253–260.
3. *Forbes D.L., Craymer M.R., James T.S. et al.* Subsidence drives habitat loss in a large permafrost delta, Mackenzie River outlet to the Beaufort Sea, western Arctic Canada // *Can. J. Earth Sci.* 2022. V. 59. P. 914–934.
4. *Lei D., Fu Ch., Zhen Q. et al.* The lithological characteristics of natural gas hydrates in permafrost on the Qinghai of China // *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 2022. V. 12(1). A. 13277. <https://www.nature.com/articles/s41598-022-17475-7>
5. *Lu Zh., Tang Sh., Luo X. et al.* A natural gas hydrate-oil-gas system in the Qilian Mountain permafrost area, northeast of Qinghai-Tibet Plateau // *China Geology.* 2020. V. 4. P. 511–523.
6. *Owen L.A., Spencer J.Q., Haizhou M. et al.* Timing of Late Quaternary glaciation along the southwestern slopes of the Qilian Shan, Tibet // *Boreas.* 2003. V. 32. P. 281–291.
7. *Usida T., Dallimore S., Mikami J.* Occurrences of natural gas hydrates beneath the permafrost zone in Mackenzie Delta: visual and X-ray CT imagery // *Ann. N. Y. Acad. Sci.* 2000. V. 912(1). P. 1021–1033.
8. *Wang A., Li J., Wei Y. et al.* Gas migration for terrestrial gas hydrates in the Juhugeng mining area of Muli basin, Qilian Mountains, Northwest China // *Energy Explor. & Exploitation.* 2020. V. 38(4). P. 989–1013.
9. *Zhong Y., Xiong J., Li Y. et al.* Constraining Late Quaternary crustal shortening in the eastern Qilian Shan from deformed river terraces // *JGR Solid Earth.* 2020. V. 125(9). P. 1–17. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2020JB020631>
10. *Zhu Y., Pang Sh., Xiao R. et al.* Natural gas hydrates in the Qinghai-Tibet Plateau: Characteristics, formation and evolution // *China Geology.* 2021. V. 1. P. 17–31.

Реконструкция источников сноса обломочного материала на основе комплексного изотопно-геохронологического датирования цирконов и рутилов, на примере мезозойских отложений скважины Свердруп (Карское море)

В основу настоящей работы положены керновый материал скважины Свердруп, пробуренной на небольшом острове в восточной части Карского моря. В тектоническом плане скважина пробурена на Северо-Сибирском пороге, положительной структуре, выделяемой по данным сейсморазведки и разделяющей Северо-Карский и Южно-Карский бассейны. Скважина Свердруп вскрыла около 1500 м меловых и средневерхнеюрских терригенных отложений и фундамент Северо-Сибирского порога. Юрские и берриас-готеривские песчаники сложены незрелыми плохо сортированными литическими аркозами и сублитаренитами, тогда как баррем-альбские песчаники по составу более зрелые мелко- и среднезернистые субаркозы и кварцевые арениты.

Нами проведено U-Pb и (U-Th)/He датирование обломочных цирконов и U-Pb датирование обломочных рутилов. Все анализы были выполнены в геохронологическом центре UTChron (департамент наук о Земле Техасского университета в Остине, США). U-Pb датирование обломочных цирконов было проведено для семи образцов, отобранных из скважины Свердруп. Дополнительное двойное датирование обломочных цирконов (возраст U-Pb и (U-Th)/He) было выполнено для пяти образцов. Определение U-Pb возраста и микроэлементов в зернах рутила были проведены для двух образцов. На основании распределения возрастов обломочных цирконов все датированные образцы разделяются на две группы. Группа 1 включает среднеюрские – готеривские образцы. Палеопротерозойские зерна составляют 11–13% популяции обломочных цирконов с пиками около 1950, 1840 и 1785 млн лет. Мезопротерозойские зерна обычно составляют 4–20% от общей численности и попадают в основном в интервал 1500–1200 млн лет. Неопротерозойские зерна составляют 17–35% зерен и образуют многочисленные пики между 700 и 560 млн лет. Палеозойские зерна составляют 30–55% датированных цирконов, при этом преобладают кембрийские и раннепермские цирконы. Наиболее молодая популяция обломочных цирконов группы 1 имеет позднетриасовый возраст.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; e-mail: v.ershova@spbu.ru

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Вторая группа включает образцы из апт-альбских отложений. Архейские зерна составляют 5–20% и образуют два пика 2700 и 2530 млн лет. Зерна палеопротерозойского возраста образуют пики в интервалах 1980–2000, 1880–1900 и 1750–1720 млн лет. Мезопротерозойские зерна очень редки (<1% популяции) и не образуют значительных пиков. Большинство неопротерозойских цирконов (3–13%) имеют возраста 650–550 млн лет и не образуют заметных пиков. Палеозойские зерна многочисленны (16–40%), возраст большинства из них составляет 350–255 млн лет, второстепенные популяции цирконов группируются в пики около 500, 480, 450 и 370 млн лет. Раннемезозойские цирконы демонстрируют широкий диапазон возрастов и группируются в основном в небольших пиках около 240–210 млн лет назад. Обломочные цирконы юрского возраста образуют пики около 195, 165 и 150 млн лет, раннемеловые зерна группируются в пики с возрастaми около 140, 130, 125 и 115 млн лет, причем возраст самых молодых обломочных цирконов близок к возрасту осадконакопления.

По данным U-Pb-датирования обломочных рутилов из пробы sv1621 (средняя юра) возраст их кристаллизации варьирует от 256 до 1440 млн лет, при этом большинство зерен имеет позднекаменноугольные-раннепермские возраста. Соотношение Sr и Nb в обломочных рутилах позволяет предполагать, что анализируемые зерна произошли в основном из метапелитовых пород. Концентрация Zr колеблется в пределах 123–1260 ppm, что указывает на температурк кристаллизации рутилов от 586 до 779 °C, указывая на преобладание амфиболитового метаморфизма в источнике сноса. (U-Th)/He датирование цирконов показало, что He-возраст древнее, чем возраст осадконакопления и свидетельствует о возрасте воздымания в источнике сноса осадочных пород. (U-Th)/He и U-Pb датирование цирконов из среднеюрских-готеривских отложений указывает на то, что большинство цирконов было выведено на дневную поверхность в триасе. В апт-альбских толщах воздымание в источнике сноса произошло около 140 млн лет назад.

Проведенное нами комплексное исследование показывает, что существенное изменение в источниках сноса обломочного материала произошло в раннем мелу. Для песчаников группы 1 (средняя юра-готерив) источником сноса выступал близлежащий Таймырский ороген. Песчаники группы 2 (альб-апт) состоят из более зрелых субаркозовых и кварцевых аренитов с небольшой долей неустойчивых литических зерен, что свидетельствует о большей дальности переноса и/или многократной переработке обломочных зерен. U-Pb возраста обломочных цирконов и рутилов позволяют сделать вывод, что источники сноса апт-альбских отложений располагались на южной окраине Сибири. Таким образом, мы предполагаем, что крупные речные системы начали развиваться и переносить об-

ломочные зерна с южной окраины Сибири в Северный Ледовитый океан с конца раннего мела.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФ грант 21-17-00245.

**В.Э. Загоскина-Белошей¹, С.Н. Сычев¹⁻³,
М.И. Тучкова¹, О.Ю. Лебедева^{2,3}**

Литолого-петрографический анализ, распределение редкоземельных элементов и элементов примесей сарыньской и сохской свит девонских карбонатных отложений Рассохинского террейна Верхояно-Колымской складчатой области для реконструкции обстановки осадконакопления

В работе рассматриваются девонские карбонатные породы Рассохинского террейна, входящего в состав Верхояно-Колымской складчатой области (Республика Саха). Рассохинский (островодужный) террейн располагается в междуречье р.р. Зырянка и Омулевка, между Омулевским (пассивной континентальной окраины) и Арга-Тасским (океаническим) террейнами [7, 9]. После аккреции в позднем силуре Рассохинской островной дуги с окраиной Сибирского палеоконтинента (Омулевский террейн), обстановки карбонатного шельфа раннедевонского бассейна распространились и на Рассохинском (островодужном) террейне, а образовавшаяся складчатая структура подверглась интенсивному размыву [6].

В 2019–2021 гг. в рамках проекта ВСЕГЕИ проводились работы по составлению Гостеолкарты масштаба 1:200 000, в связи с чем появилась необходимость выявления маркирующих признаков карбонатных пород с использованием геохимических данных для последующих детальных корреляций и реконструкций обстановок осадконакопления в однотипных карбонатных разрезах девона. В течение нескольких полевых сезонов геологического доизучения площади были опробованы отдельные коренные

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

выходы сарыньской (D_2sr) и сохской (D_3sh) свит Рассохинского террейна на участке – Агынджа, расположенного в верхнем течении р. Агынджа.

Сарыньская свита (D_2sr) выделена Ю.Н. Поповым, залегает как согласно на гипсоносной свите (D_2gp), так и с размывом ложится на голышевскую свиту (D_{1-2gl}). Сложена известняками, органогенно-обломочными известняками, доломитами, кроме которых в отложениях свиты встречены массивные серые песчанистые известняки и кремни. Позднеживетский возраст свиты основан на находках брахиопод, строматопор и конодонтов [2]. Мощность варьирует от 550 до 950 м [9].

Сохская свита (D_3sh) выделена М.Х. Гагиевым, согласно залегает на нижележащих отложениях. Ранее отложения, относимые к сохской свите, картировались или в составе франского яруса [3], или в составе сходной по составу и возрасту момской свиты [8], которая распространена в Омулеском террейне. Свиту слагают известняки (глинистые, органогенно-обломочные и песчанистые) с горизонтами и пачками мергелей. Возраст свиты (фран – ранний фамен) установлен по конодонтовым комплексам [2]. Мощность свиты определяется в интервале 650–800 м [9].

Литолого-петрографические исследования: при определении состава анализируемых образцов литолого-петрографический метод анализа дополнен рентгенофлуоресцентным анализом для определения главных породообразующих оксидов.

В *сарыньской свите* были выделены следующие литотипы (РТ): 1 РТ – вторичный брекчевидный доломит; 2 РТ – линзовидно-слоистый тонкокристаллический известняк доломитистый; 3 РТ – реликтовый водорослевый известняк; 4 РТ – биотурбированный известковый доломит; 5 РТ – карбонатная брекчия.

Вторичные изменения: неравномерная доломитизация известняков, приуроченная по большей части к заполнению пустот; заполнение тектонических трещин доломитом, реже кальцитом.

Сохская свита представлена: 7 РТ – вторичным доломитом с водорослевыми? сгустками; 8 РТ – сгустковым (копролитовым?) известняком; 9 РТ – реликтовым коралловым известковым доломитом; 10 РТ – реликтовым органогенно-обломочным известковым доломитом.

Вторичные изменения: неравномерная доломитизация известняков по органогенным остаткам; заполнение тектонических трещин доломитом, реже кальцитом.

Геохимические исследования: Суммарная концентрация редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследуемых карбонатах изменяется в пределах от 3.0 до 14.3 г/т. Отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ, нормированное на хондрит (C1ch) [4] составляет 4.90–7.34, среднее значение – 5.93. Полученные результаты выше 4, что характерно для отложений субплатформенного типа.

Спектры распределения РЗЭ, нормированные на C1ch, исследуемых карбонатных пород субпараллельны, кривые ЛРЗЭ полого наклонены в сторону ТРЗЭ. В *сарыньской свите* результаты расчетов показали выраженные отрицательные Eu-аномалии, среднее значение – 0.70; Се-аномалии изменяются от выраженных к слабо выраженным вверх по разрезу свиты и варьируют от 0.67 до 0.91, среднее значение – 0.82. *Сохская свита* характеризуется отрицательными Eu-аномалиями, среднее значение – 0.64 и слабо выраженными се-аномалиями, среднее значение – 0.88.

Спектры распределения РЗЭ, нормированные на РААС, различаются, можно отметить: преобладание ТРЗЭ и СРЗЭ над ЛРЗЭ; положительные Eu-аномалии и слабо выраженная отрицательная Се-аномалия во 2 РТ.

При нормировании кривых спектров РЗЭ, отмечено влияние процессов доломитизации: известняки имеют схожие кривые с кривой SWW (морская вода по [15]), доломитовые разности – пологие кривые.

При нормировании спектров распределения РЗЭ на РААС, в известняках отмечается положительная аномалия Gd, следовательно, этот элемент не должен учитываться при вычислении Eu-аномалии: $Eu/Eu_{РААС}^* = Eu_n / (Sm_n^2 \times Tb_n)^{1/3}$ [5, 14, 16]. Расчеты показали, что в исследуемых карбонатных породах Eu-аномалии слабо положительные или отсутствуют с небольшим разбросом (1.0–1.32), что противоречит полученным результатам, нормированным на C1ch.

В региональном плане считается, что питающая провинция представлена девонскими увязкинскими субвулканическими породами основного состава [2, 3, 9], В исследуемых карбонатных породах отсутствует силикатная составляющая, а РЗЭ и элементы-примеси попадали в карбонатный осадок из взвеси и из морской воды, то для установления питающей провинции были рассчитаны их содержания. В исследуемых карбонатных породах методом ICP-MS не были определены: Ni и Co. В *сарыньской свите*: Rb = 1.06, Li = 0.68, Zr = 2.63, $\Sigma REE = 6.58$ г/т и средние значения отношений: La/Co = 0, Th/Co = 0, Th/Cr = 0.04, Th/Sc = 0.03, ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.75, $Eu/Eu_{C1ch}^* = 0.70$ [5, 12]. В *сохской свите*: Rb = 2.2, Li = 1.14, Zr = 5.72, $\Sigma REE = 8.20$ г/т и средние значения отношений: La/Co = 0, Th/Co = 0, Th/Cr = 0.03, Th/Sc = 0.09, ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.59, $Eu/Eu_{C1ch}^* = 0.64$. На графике распределения содержаний элементов-примесей, нормированных на кларк карбонатных пород [1], отмечено влияние пород кислой специализации (силурийский трюлиньинский комплекс?) [4].

В результате изучения литолого-петрографических и геохимических характеристик карбонатных отложений сарыньской и сохской свит Росохинского террейна установлено следующее.

Определены обстановки осадконакопления: лагунные образования гипсоносной толщи и нижней части сарыньской свиты, сменяются вверх по разрезу карбонатными породами трансгрессивного цикла седименто-

генеза. Карбонатные породы верхней части сарыньской и сохской свит накапливались в обстановке открытой платформы, а коралловые известняки сохской свиты – в рифовом поясе.

Исследуемые карбонатные породы были подвержены процессам неравномерной доломитизации и образованию кальцитовых и доломитовых прожилков при тектонических деформациях.

Полученные результаты по изучению распределения РЗЭ и элементов-примесей указывают на наличие источника сноса кислой специализации (силурийский трюлиньинский комплекс?).

Геохимический анализ показал, что при реконструкции обстановок накопления осадков, в настоящее время представленных доломитизированными известняками и вторичными доломитами, спектры распределения РЗЭ следует нормировать на хондрит (C1ch), так как при нормировании спектров РЗЭ на постархейский сланец (PAAS) наблюдается воздействие вторичных процессов, что усложняет реконструкцию обстановок карбонатонакопления.

Геохимические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-17-00197, литолого-петрографический анализ и базовое финансирование по теме Госзадания FMMG-2023-0010.

Литература

1. *Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра. 1975. 280 с.
2. *Гагиев М. Х.* Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1996. 120 с.
3. *Государственная* геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднекалымская серия. Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). Авт.: Е.П. Сурмилова, Г.А. Максимова / Ред. З.П. Потапова. Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 1985. 1 л.
4. *Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН. 2018. 383 с.
5. *Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Геохимия известняков пограничного интервала нижнего-среднего карбона на Южном и Среднем Урале // Литосфера. 2022. Т. 22. № 3. С. 300–326.
6. *Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
7. *Оксман В. С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
8. *Сидяченко А. И.* Стратиграфия девонских отложений Момского хребта (Северо-Восток СССР) // Сов. геология, 1980, № 2. С. 60–68.

9. Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Калинина Н.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200000. Изд. 2-е – Серия Яно-Индибирская. Листы Q-55-XXIX,XXX (Устье р. Булкут). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2021. – в печати

10. Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю. и др. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9–14.

11. Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю. и др. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омuleвского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3–26.

12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

13. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

14. 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. V. 12. P. 39–72.

15. Li F., Webb G.E., Algeo T.J. et al. Modern carbonate ooids preserve ambient aqueous REE signatures // Chem. Geol. 2019. V. 509. P. 163–177.

16. 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.

Т.А. Ивановская¹, Т.С. Зайцева², Б.А. Сахаров¹

Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда в отложениях верхнего протерозоя и фанерозоя

Глобулярные низкозарядные (слоевой заряд ≈ 0.6 – 0.85 на формульную единицу (ф.е.) при расчете на анионный состав $O_{10}(OH)_2$) К-диоктаэдрические 2:1 слоистые силикаты (ГСС) характеризуются широ-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

ким разнообразием изоморфных замещений катионов в октаэдрических и тетраэдрических сетках. В настоящей работе используется обобщенная классификация этих минералов, в которой учитываются как рекомендации Международных номенклатурных комитетов (МНК) по слюдам IMA/Сi глинистым минералам AIPEA NC [14, 15], так и дополнения, основанные на многолетних исследованиях авторами ГСС из отложений верхнего протерозоя, а также анализа литературных данных [4, 5, 8–10, 12, 16]. Международная классификация основана на величине степени алюминиевости $K_{Al} = \text{VIAl}/(\text{VIFe}^{3+} + \text{VIAl})$ К-диооктаэдрических слоистых силикатов. Согласно решениям МНК, среди этих минералов выделяются два отдельных изоморфных ряда – глауконитовый и иллитовый. Они различаются по величине степени алюминиевости $K_{Al} = \text{VIAl}/(\text{VIFe}^{3+} + \text{VIAl})$, которая составляет соответственно ≤ 0.5 и ≥ 0.6 , а также по отношению $R^{2+}/(R^{2+} + R^{3+})$, где R^{2+} и R^{3+} – суммарное содержание двух и трехвалентных катионов (0.15–0.42). Однако за счет изовалентных замещений Fe^{3+} и Al в октаэдрах глобулярные слюдистые минералы образуют единый композиционный ряд минеральных разновидностей – от собственно глауконита через Al-глауконит и Fe-иллит к иллиту, как показано в работах [4–7, 9, 10, 12, 16]. Минеральные разновидности, изученные авторами настоящей работы, по степени алюминиевости образуют единый композиционный ряд (глауконит, Al-глауконит, Fe-иллит, иллит) с $K_{Al} \leq 0.5$, 0.5–0.6, 0.6–0.8 и ≥ 0.8 соответственно. В этой серии промежуточные разновидности ($K_{Al} = 0.5–0.6$), которые мы относим к Al-глауконитам, не включены в классификацию МНК, а среди иллитов, по данным [7], мы в настоящее время также выделяем Fe-иллиты ($\text{VIAl}/(\text{VIFe}^{3+} + \text{VIAl}) = 0.6–0.8$).

В настоящей работе приведено обобщение результатов исследования структурно-кристаллохимических особенностей ГСС глауконит-иллитового состава (более 100 образцов), которые происходят из верхнепротерозойских, ниже и среднекембрийских, нижеордовикских (Северная и Восточная Сибирь, Северное Верхоянье, Восточная Балтика), а также из нижнемеловых (Северная Англия), палеогеновых (Западная Камчатка, Восточное Средиземноморье, Сирия) и из современных отложений (Тихий океан). Образцы отбирались из осадочных и вулканогенно-осадочных пород – преимущественно из песчаников и алевролитов, а также глауконититов, известняков, доломитов, мергелей, аргиллитов и глинистых илов [1–3, 8–11, 13]. Выделение мономинеральных фракций ГСС из пород проводилось по ранее описанной модифицированной методике, используемой авторами [12]. Изучение мономинеральных фракций зерен проводилось с помощью комплекса современных химических и физических методов (рентгеновская дифракция, электронография косых текстур (ЭКТ), аналитическая электронная микроскопия (Jem–100С), локальный энергодисперсионный анализ (Kevex–1500), сканирующая

электронная микроскопия (СЭМ), классический химический и микрозондовый анализы (Camebax, CamScanMV–2300 с энергодисперсионной приставкой INCA–200), ИК и мессбауэровская спектроскопия и др.) [12].

В изученных слоистых силикатах наблюдаются следующие вариации содержаний трех- и двухвалентных катионов в октаэдрических сетках 2:1 слоев: Al – 1.46–0.16, Fe³⁺ – 1.35–0.13, Fe²⁺ – 0.43–0.01, Mg – 0.81–0.19 ф.е. Содержание катионов К в них колеблется от 0.5 до 0.85% [1–3, 8–10, 11]. По степени алюминиевости K_{Al} , как отмечалось, они образуют единый изоморфный ряд: глауконит, Al-глауконит, Fe-иллит, иллит; с величинами K_{Al} : 0.11–0.50, 0.51–0.59, 0.60–0.78 и 0.81–0.91 соответственно (рис. 1). Как видно, катионные составы изученных силикатов глауконит-иллитового ряда не всегда вписываются в границы, предусмотренные классификацией МНК. В частности, среди них присутствуют разновидности промежуточного состава (Al-глаукониты – 0.51–0.59), а величина отношения $R^{2+}/(R^{2+} + R^{3+})$ – до 0.47 в иллитах – превышает принятую ИМА NS. Полученные данные свидетельствуют о необходимости пересмотра

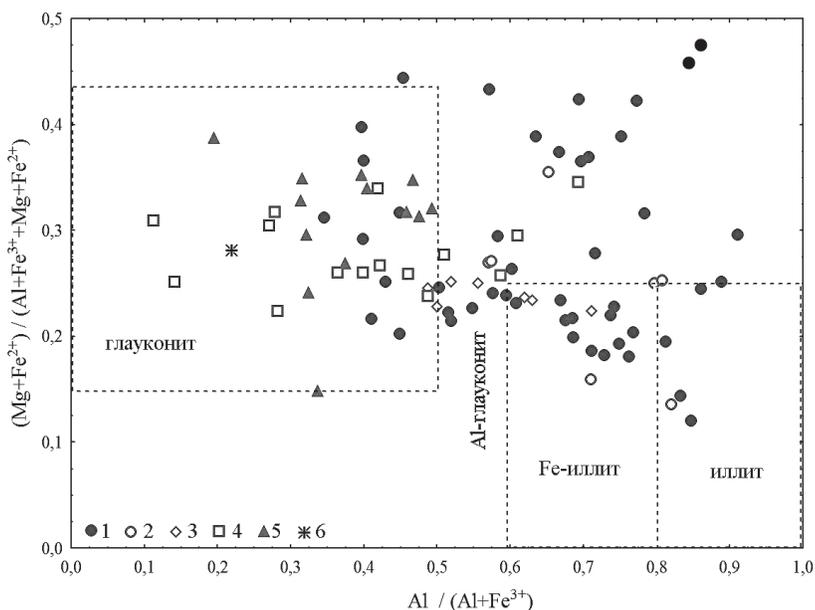


Рис. 1. Зависимость отношения $R^{2+}/(R^{2+}+R^{3+})$ от степени алюминиевости ${}^VI\text{Al}/({}^VI\text{Al} + {}^VI\text{Fe}^{3+})$ для диоктаэдрических слоистых минералов ([10] и настоящая работа), в границах, определенных ИМА NS для глауконитов и иллитов. 1 – рифей, 2 – венд, 3 – пограничные слои венда и кембрия, 4 – кембрий, ордовик, 5 – палеоген, 6 – современные осадки

существующей классификации для низкозарядных К-диоктаэдрических слоудистых минералов глауконит-иллитового состава.

Среди изученных ГСС для фанерозоя характерны, в основном, глаукониты, а Al-глаукониты и Fe-иллиты отмечаются редко, в то время как в отложениях верхнего протерозоя встречаются все разновидности слоудистых минералов, но наиболее развиты глобулярные Fe-иллиты и в меньшей степени – глобулярные иллиты. Собственно глаукониты, ранее не отмеченные в докембрии, встречены в дебенгдинской свите среднего рифея Оленекского поднятия (6 обр.) и в усть-ильинской свите нижнего рифея Анабарского поднятия (3 обр.) [8–10].

Все изученные образцы относятся к смешанослойным образованиям, в которых содержание разбухающих слоев в одних образцах колеблется от 4% до 13% (по прецизионным определениям Б.А. Сахарова [7–10]), в других – от 15–20 до 30–35%. Последнее наиболее характерно для образцов из палеогена Сирии и образцов из современных осадков Тихого океана [1, 11, 13]). Параметр элементарной ячейки b колеблется от 9.02 Å до 9.15 Å – от иллитов до глауконитов. Порошкограммы образцов свидетельствуют о высокой, средней и низкой степени структурного упорядочения ГСС разного состава.

Работа выполнена в рамках тем Госзадания ГИН РАН и ИГТД РАН (FMUW-2021-0003).

Литература

1. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А. О биохемогенном генезисе минералов глауконит-нотронитового ряда в современных осадках Тихого Океана // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 6. С. 563–580.

2. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А. Глауконит из морских нижнемеловых терригенных отложений Англии (концепция биохемогенного генезиса) // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 487–499.

3. Гептнер А.Р., Ивановская Т.А., Покровская Е.В., Кураленко Н.П. Глауконит из вулканотерригенных отложений палеогена Западной Камчатки // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 3. С. 255–278.

4. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Генетические типы диоктаэдрических слюд: Сообщение 1: Семейство железо-магнезиальных слюд: (глаукониты, селадониты) // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 5. С. 19–34.

5. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 177 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465).

6. Дриц В.А., Каменева М.Ю., Сахаров Б.А. и др. Проблемы определения реальной структуры глауконитов и родственных тонкозернистых филлосиликатов. Новосибирск: Наука, 1993. 200 с.

7. Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдистых минералов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 552–580.

8. Зайцева Т.С., Ивановская Т.А., Сахаров Б.А. и др. Структурно-кристаллохимические особенности и Rb-Sr возраст глобулярного глауконита усть-ильинской свиты (нижний рифей, Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 549–568.

9. Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б., Сахаров Б.Б. Структурно-кристаллохимические особенности глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового состава (поздний протерозой, Северная Сибирь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 6. С. 562–584.

10. Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А. и др. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 510–537.

11. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.

12. Николаева И.В., Крашенинников В.А., Головин Д.И., Ивановская Т.А. Возможности радиологического датирования по глаукониту палеогеновых отложений Восточного Средиземноморья // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 76–88.

13. Ципурский С.И., Ивановская Т.А. Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 1. С. 41–49.

14. Guggenheim S., Adams J.M., Bain D.C. et al. Summary of recommendations of Nomenclature Committees relevant to clay mineralogy: report of the Association Internationale Pour L'etude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clay. Clay Miner. 2006. V. 54. P. 761–772.

15. Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Y. et al. Nomenclature of the micas // Can. Mineral. 1998. V. 36. P. 41–48.

16. Zviagina B.B., Drits V.A., Sakharov B.A. et al. Crystal-chemical regularities and identification criteria in Fe-bearing, K-dioctahedral 1M micas from X-ray diffraction and infrared spectroscopy data // Clay. Clay Miner. 2017. V. 55. № 4. P. 234–251.

**Палеопротерозойские кремнистые породы
Северо-Онежского синклинория Карелии:
микроэлементный состав и вероятный генезис**

В заонежской свите палеопротерозойского возраста на территории Карелии в Северо-Онежском синклинории фиксируются высококремнистые горные породы. Они традиционно сопоставляются с лидитами – чёрными кремнями фанерозойского возраста из месторождения пробирного камня в Сирии, и под этим термином закрепились в геологической литературе. Высококремнистые горные породы, содержащие до 5% свободного углерода, входят в состав шунгит-лидит-доломитового комплекса, приуроченного к верхней части разреза второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты (людиковийский надгоризонт) [1].

Характерными особенностями разреза верхнезаонежской подсвиты являются обогащенность осадочных пород свободным углеродом (шунгитовым веществом), а также присутствие в разрезе лав и силлов преимущественно основного состава [2]. Вторая пачка верхней подсвиты сложена шунгитоносными кварц-серицит-биотитовыми породами, алевролитами, доломитами и высококремнистыми породами. В верхней части именно этой пачки отмечены слои, линзы доломитов и лидитов, которые переслаиваются с шунгитоносными породами. Внешне лидиты – черные, массивные породы с раковистым изломом. Петрографически они состоят из глобул кремнезема различного размера, погруженных в шунгит-кварцевую массу. Глобулы, группируясь, образуют глобулярно-стустковую структуру. Участки между ними выполнены криптокристаллическим кварцем, а сами глобулы покрыты углеродной плёнкой. В составе лидитов отмечается ничтожно малое количество глинистого вещества.

Целью исследования было определение особенностей микроэлементного состава лидитов, отобранных из двух участков Северо-Онежского синклинория – Тетюгино и Шуньга, сравнительная их оценка, выяснение генезиса и возможного практического использования. Лидиты слагают холм на проявлении в д. Тетюгино (участок Тетюгино) и венчают разрез Шуньгского месторождения шунгитов (участок Шуньга).

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

² Петрозаводский государственный университет (ПетрГУ), Петрозаводск, Россия

Рентгено-флуоресцентный анализ проб исследуемых лидитов участков Тетюгино и Шуньга показал существенное преобладание в их составе кремнезема, что согласуется с их минеральным составом. Средние содержания всех основных оксидов лидитов в обоих участках сходны, за исключением оксида магния, концентрация которого в лидите из п. Шуньга в два раза выше, чем в лидите из разреза д. Тетюгино. Ни в одной из анализируемых проб не отмечено присутствия MnO и S . Фосфор в исследуемых лидитах находится в концентрации ниже пределов обнаружения.

Лидиты из разрезов двух рассматриваемых участков при их несомненном сходстве в химическом, минеральном составах, отличаются по содержанию микроэлементов. В лидитах Тетюгино преобладают биофильные, а в лидитах Шуньги – литофильные микроэлементы.

Предположительно, особенности микроэлементного состава лидитов можно связать с их формированием на периферии гидротермальной системы, причем участок Тетюгино находился ближе к месту разгрузки гидротерм, чем Шуньга. Однако это влияние было минимальным.

Химическое осаждение кремнезема из воды невозможно без вулканических или гидротермальных процессов, однако микроэлементный состав лидитов и геохимические показатели не подтверждают существенного вклада гидротерм в их генезис. Убедительных геохимических свидетельств в пользу гидротермального привноса кремнезема гидротермами также не обнаружено.

В то же время, нельзя привлечь для объяснения генезиса лидитов гидрогенный источник SiO_2 или гидрогенную сорбцию элементов, т. к. текстурно-структурные особенности рассматриваемых пород это не подтверждают. Текстурно-структурные характеристики лидитов также не позволяют рассматривать источником SiO_2 для них седиментационный кремнезем, образованный при разрушении силикатных минералов и присутствовавший в рассеянном состоянии во вмещающих осадках.

Остается только диагенетический источник. Постоянное присутствие в лидитах углеродистого вещества, обволакивание им кремнезема указывают на поступление кремнистого геля в биогенный осадок.

Химический и микроэлементный состав лидитов позволяет рассматривать их как потенциальное сырье для сверхчистого кварца, входящего в список стратегического сырья РФ. Шунгитовое вещество, входящее в их состав, можно удалить при термообработке. При небольшой мощности (6–9 м) лидиты распространены на значительной площади Северо-Онежского синклинория Карелии.

Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение госзадания КарНЦ РАН (Институт геологии КарНЦ РАН).

Литература

1. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2002. 13 с.
2. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.

А.Д. Коробов¹, Л.А. Коробова¹

Палеотермическое несоответствие в рифтогенных осадочных бассейнах – критерий способа поиска залежей углеводородов

Превращение осадочного бассейна в нефтегазоносный в значительной степени определяется динамикой погружения, нередко осложнённого тектоническим (тектоносейсмическим) воздействием, а также интенсивностью прогресса. Всё это предопределяет полноту процесса реализации материнскими породами своего генерационного потенциала и интенсивность эмиграции микронепти, что, в совокупности, и составляет основу оценки перспектив территорий на углеводородное (УВ) сырьё.

Геодинамическая обстановка, способствующая возникновению углеводородных залежей, отличается обязательным совместным участием катагенетических изменений (региональных фоновых) и гидротермальной (локальной наложенной) проработки пород. С точки зрения энергетики это прогрев, который вызван монотонным длительным погружением, но усилен гидротермальным процессом, порожденным кратковременной сейсмоструктурной активностью, т.е. тектоно-гидротермальной деятельностью [7]. Общий прогрев пород обусловлен сочетанием кондуктивного тепло- и конвективного теплопереноса. Проблема заключается в том, что геологи часто не учитывают сейсмоструктурный фактор, который с участием горячих вод резко увеличивает массообмен в геологической среде. Это вызывает стремительную эмиграцию микронепти горячими водами из материнских толщ и, при благоприятных условиях, образование

¹ Саратовский государственный университет (СГУ) им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

залежей УВ. Игнорирование данного фактора приводит к искаженным представлениям о механизме и путях миграции нефти и в конечном итоге к неверным прогнозным оценкам на УВ сырье рифтогенных бассейнов. А ведь именно недоучёт этого обстоятельства в осадочно-миграционной модели происхождения нефти [2], приводит к тому, что самым слабым звеном является вопрос активной эмиграции нафтидов из материнских пород при формировании промышленных залежей.

Это чрезвычайно важно подчеркнуть, поскольку характерными признаками рифтовых зон служат сейсмические (сейсмотектонические) аномалии. Установлено, что все месторождения нефти и газа в пределах Западной Сибири пространственно связаны с узлами пересечения рифтовых структур и крупных разрывных нарушений [1, 6]. Но в настоящее время не разработаны надежные методы для достоверного выделения разрывных нарушений в пределах Западно-Сибирской плиты. Поэтому области развития гидротермальных минералов с газово-жидкими включениями (ГЖВ) могут находиться там, где разломы на карте отсутствуют [8]. Кроме того, надо иметь в виду, что в силу различных обстоятельств, не все разломы и даже их части являются флюидопроводящими. В этой связи резко возрастает роль ГЖВ как индикаторов разрывных нарушений и опережающей трещиноватости, по которым осуществлялся конвективный теплоперенос в рифтогенных седиментационных бассейнах.

Сказанное прекрасно иллюстрирует закономерность, выявленную А.А. Трофимуком, Н.В. Черским, В.П. Царевым с коллегами [9]. Они, в частности, доказали (и впоследствии оформили Научное Открытие), что сейсмотектонические процессы в сотни и тысячи раз ускоряют первичную и вторичную миграцию, а также аккумуляцию УВ в мобильных областях земной коры по сравнению с пассивными аналогами. Под пассивными структурами следует понимать стабильно, монотонно и длительно (сотни миллионов лет) погружающиеся бассейны осадконакопления с депрессионным геодинамическим режимом. Эти условия типичны для осадочно-миграционной модели происхождения нефти [2].

При резком проявлении тектонической активизации интенсивность прогрева горных пород за счёт конвективного теплопереноса намного выше по сравнению с прогревом, обусловленным кондуктивным переносом тепла. Поэтому температуры пород по витринитовой шкале отличаются от температур, циркулировавших в них растворов, о которых судят по палеотермометрии гомогенизации газово-жидких включений. И эта разница, определяемая скоростью прогрева, тем существеннее, чем тектоническая активизация выше.

Х.Л. Хедеманн [10] установил, что в обстановке стремительного нагрева толщ процессы метаморфизма угля происходят медленнее, чем рост температур, поскольку скорость деструкции каустобиолитов в силу своей

инертности отстаёт от скорости нарастающего прогресса. Поэтому, находясь в зоне быстро увеличивающегося конвективного теплопереноса нефтегазоносных районов, углистые частицы, распределенные в основной массе материнских толщ, оказываются «недометаморфизованными», а рассеянное ОВ, по Н.П. Гречишникову и Ю.В. Степанову [4], «недогретым» относительно участков гидротермальной проработки пород из тех же интервалов разреза, которые характеризуются эпигенетическим минералообразованием с ГЖВ.

Такое положение дел определенным образом характеризует соотношение температур материнских толщ и циркулирующих в них флюидов для районов крупных скоплений нефтидов. Установлено, что на промышленных УВ – месторождениях материнские толщи прогреты по витринитовой шкале до 80–160 °С (главная фаза нефтеобразования (ГФН)), а температуры гомогенизации ГЖВ в гидротермальных минералах из тех же самых пород заметно (в полтора-два раза) превышают их значения (170–185 °С, табл. 1). С другой стороны, если прогрев материнских толщ ограничивался преимущественно кондуктивным теплопереносом (отсутствуют гидротермальные минералы и ГЖВ), то, несмотря на достижение ГФН по витринитовой шкале, активной эмиграции УВ не происходит, промышленные месторождения не возникают, и в лучшем случае формируются нефтепроявления [3]. Поэтому выявление структур с признаками резкой активизации конвективного теплопереноса на основе вышеуказанного несоответствия палеотермометрии по гомогенизации и по витринитовой термометрии представляет первостепенный интерес при прогнозировании нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов.

Следовательно, только при наложении конвективного теплопереноса на кондуктивный перенос тепла происходит стремительный вынос нефтидов из зон, соответствующих ГФН, с возникновением крупных залежей. Это возможно лишь в тех нефтегазоносных бассейнах, которые пережили в своей истории фазы сеймотектонического воздействия. Об интенсивности этого воздействия можно судить по уровню палеотермического несоответствия (УПТН), т.е. величине отношения максимальных палеотемператур гомогенизации ГЖВ к палеотемпературам, рассчитанным по ОСВ. Этот же показатель можно использовать при прогнозных оценках территории на УВ сырьё. Для продуктивных рифтогенных площадей Западной Сибири, где материнские породы достигли температурной зоны 80–160 °С за счёт кондуктивного прогресса (главная фаза нефтеобразования), его значения колеблются в пределах 1.4–2.3 (табл. 1).

Вышеприведенные материалы легли в основу запатентованного Способа поиска залежей углеводородов (Коробов, Коробова. Патент РФ на изобретение № 2763231, 2021 г.).

Таблица 1

Уровень палеотермического несоответствия в осадочных нефтегазоносных толщах и продуктивность скважин

Площадь, скважина, структура, месторождение	Возраст отложений	Минералы с ГЖВ	T, °C гомогенизации ГЖВ, по [4, 5]	T расчет, °C метаморфизма угля или РОВ, по [4, 5]	УПТН	Продуктивность скважин
Калчанская 1-Р Парабельский мегавал	J ₃	кальцит, доломит	140 (3)*, 170 (3)	50-80**	2.1	Продуктивная
Верхне-коликъеганская 52						
Верхне-коликъеганское купольное поднятие	J ₃	->-	185 (2)	50-80	2.3	Продуктивная
Верхне-коликъеганское месторождение						
Фестивальная 255						
Фестивальный вал	J ₃	->-	152 (3)	50-110 (50-80-110)	1.4-1.9	Продуктивная
Фестивальное месторождение						
Сикторская 7						
Александровский мегавал, Коликъеганский вал	J ₃	->-	140 (3) 170 (3)	50-80	2.1	Продуктивная
Северо-Сикторское месторождение						
<i>Восточное Предкавказье</i>						
Кочубевская 1	J ₂	нет	нет	190	-	Непродуктивная

Примечание. * – в скобках дано количество определений; ** – верхняя температурная граница главной зоны нефтеобразования. ГЖВ – газово-жидкие включения, РОВ – рассеянное органическое вещество, УПТН – уровень палеотермического несоответствия.

Литература

1. Баженова О.К., Соколов Б.А. Происхождение нефти-фундаментальная проблема естествознания // Геология нефти и газа. 2002. № 1. С. 2–8.
2. Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1967. № 11. С. 135–156.
3. Гречишников Н.П. Геотермические процессы нефтегазообразования // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 427–430.
4. Гречишников Н.П., Степанов Ю.В. Геодинамика и процессы нефтегазообразования // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1991. № 8. С. 68–78.
5. Канана Я.Ф., Матвеев А.К. К вопросу определения палеотемператур осадочных толщ // Бюлл. МОИП. Отдел. геол. 1986. Т. 61. № 4. С. 110–121.
6. Кирда Н.П., Некрасов С.Ю., Ветошкин Г.Н. и др. Новые направления поисков месторождений нефти и газа в Западной Сибири // Геология нефти и газа. 1995. № 6. С. 9–18.
7. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Природа жильных коллекторов углеводородов фундамента Шаимского района (Западно-Сибирская плита) // Отечественная геология. 2005. № 4. С. 3–9.
8. Предтеченская Е.А., Фомичёв А.С. Влияние разрывных нарушений на температурный режим и катагенетические преобразования мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6(1). http://www.ngtp.ru/rub/4/2_2011.pdf
9. Трофимук А.А., Черский Н.В., Царёв В.П. и др. Сейсмоструктурные процессы – фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1460–1464.
10. Hedemann H.A. Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Munsterland-1 und die geothermische Tiefenstufe // Fortschr. Geol. Rheinl. und Westf. 1963. Bd 11. S. 403–418.

А.Э. Королёв¹

Перераспределение железа в процессе стадийного литогенеза терригенно-глинистого комплекса титонского яруса на территории Среднего Поволжья

Отложения титонского яруса на территории Среднего Поволжья слагают верхнюю часть геологического разреза в пределах Ульяновской об-

¹ Институт геологии и нефтегазовых технологий (ИГиНГТ) КФУ, Казань, Россия

ласти и западной части Республики Татарстан. В обнажениях правого берега р. Волга здесь повсеместно наблюдается переслаивание песчаников, алевролитов, известковых мергелей, глин и горючих сланцев [5]. Согласно работам [1, 2, 4], породы терригенно-глинистого комплекса титонского яруса формировались в мелководно-морских условиях Среднерусского палеоморя. Морской бассейн того времени характеризовался изменчивостью редокс-потенциала придонного слоя воды и поровых вод донного илистого осадка. Аккумуляция светло-серых песчаников и алевролитов осуществлялась в оксидной геохимической зоне, зеленовато-серых известковых мергелей – в диоксидной, черных глин и горючих сланцев – в аноксидной. Изменяющиеся условия среды осадконакопления способствовали протеканию в формирующихся породах различных ассоциаций рудных минералов, образующихся на стадии диагенеза. В терригенных породах преобладающими аутигенными минералами являются оксиды железа и марганца, в мергелях – сидериты и пириты, реже глаукониты, в черных глинах и горючих сланцах – только пириты [9]. Седиментационно-диагенетические новообразования либо выполняют полости в межзерновом пространстве пород, либо развиваются в биопустотах органических остатков, либо формируют конкреционные обособления [4]. Типичными формами выделения являются монозерна и самые разнообразные по морфологии агрегатные сростки. Как видно из состава ассоциаций рудных минералов, основной химический элемент, встречающийся во всех геохимических зонах палеобассейна седиментации, представлен железом.

Основным поставщиком железа служили красноцветные глинисто-терригенные отложения пермского возраста, слагающие пенепленизированную поверхность Волго-Уральской палеосуши [2]. Исследование пород красноцветной формации уржумского яруса, на которых со стратиграфическим несогласием залегают породы средне-верхнеюрского возраста, показало, что практически все они содержат тонкие пленочки адсорбированных окислов-гидроокислов железа. В условиях влажного гумидного климата титонского века воды поверхностных стоков в больших количествах сносили железосодержащие обломки горных пород и глины в морской бассейн седиментации. Здесь трехвалентное железо окислов-гидроокислов под действием биохимических процессов восстанавливалось до двухвалентной формы. В диагенезе активные ионы двухвалентного железа, при достижении определенной концентрации, из поровых растворов вновь осаждались в виде аутигенных минералов. В аноксидных зонах, где господствовала восстановительная среда и поровые воды были обогащены сероводородом, железо связывалось в пиритовые агрегаты. Наличие в черных глинах и горючих сланцах большого количества пиритовых фрамбоидальных агрегатов и бактериальных фрагментов в пиритовых конкрециях указывают на активное участие в осаждении железа

сульфатредуцирующих колоний анаэробных микроорганизмов. В диксидных зонах, где преобладала слабо восстановительная до нейтральной среда, двухвалентное железо связывалось в сидериты, по которым затем развивались пиритовые агрегаты, и в глауконит. Сидериты слагают столбчатые строматолитовые постройки, обособляющиеся в зеленовато-серых известковых мергелях. Сидеритовые микрозернистые агрегаты частично замещены вторичным по отношению к ним пиритом. Аутигенные минералы имеют биохемогенное происхождение, колонии цианобионтов, выделяя углекислый газ, метан и сероводород, способствовали связыванию ионов двухвалентного железа в FeCO_3 и FeS_2 [7]. На наиболее поздней стадии диагенеза, когда донный осадок частично уплотнился, из поровых растворов стали формироваться светло- и темно-зеленые глобулярные агрегаты глауконита. Согласно работам [6, 8], глаукониты имеют хемогенное происхождение, образуясь из пересыщенных по отношению к ним растворов в присутствии активного кремнезема и глинозема через железоалюмокремниевый коллоид. Таким образом, в зеленовато-серых известковых мергелях диксидной зоны седиментации протекали как биохемогенные, так и чисто хемогенные процессы осаждения миграционноспособных форм железа. В оксидных геохимических зонах, характеризующихся повышенным содержанием кислорода, железо связывалось в оксидные минералы. Относительно небольшое содержание глинистой компоненты в песчаниках и алевролитах не способствовало концентрированию в них железосодержащих минеральных фаз. Поэтому новообразованных соединений железа в терригенных породах существенно меньше, по сравнению с мергелями, глинами и горючими сланцами. Аутигенные минералы представлены преимущественно монозернами магнетита, часто обладающими габитусными элементами. Наличие магнетитовой фазы в песчаниках и алевролитах может указывать на то, что поровые растворы были обогащены углекислым газом, препятствующим образованию гематита и гидрогетита. Источником углекислого газа являлось захороненное органическое вещество, представленное водорослями (кокколитофориды). Таким образом, в терригенных породах оксидной геохимической зоны протекали только химические реакции образования аутигенных минералов железа.

В конце мезозойской эры территория, где ранее располагалось Среднерусское палеоморе, испытывала тектоническое воздымание. Все отложения титонского яруса, находящиеся на стадии диагенеза, вошли в стадию континентального гумидного литогенеза. За счет проникновения атмосферных осадков, обогащенных кислородом, в толще осадочных горных пород, все железосодержащие минералы стали разрушаться с образованием гидроокислов железа. В некоторых случаях новообразованные агрегаты гетита-гидрогетита формируются на месте нахождения исходно-первичных пиритов, сидеритов и глауконитов, в других случаях – об-

разуют зональные лимонитовые конкреции на границах обломочных и глинистых пород, ниже слоев, обогащенных пиритовой минерализацией. В отдельных случаях по пиритовым конкрециям развиваются светло-желтые агрегаты ярозита ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$).

Таким образом, на стадии седиментогенеза основной минеральной формой железистых соединений были гетит-гидрогетитовые пленочки, адсорбированные на поверхности глинистых минералов красноцветов уржумского яруса, поступающих в Среднерусский мелководно-морской бассейн с Волго-Уральской равнины. На стадии диагенеза в илистых донных осадках, в различной степени обогащенных органическим веществом, трехвалентное железо восстанавливалось до двухвалентной формы. В дальнейшем схемы аутигенного минералообразования железистых соединений определялись геохимическими обстановками в придонном слое морской воды или в поровых растворах уплотняющихся слабо литифицированных терригенно-глинистых осадков. В песчаниках и алевролитах оксидной геохимической зоны, обогащенной кислородом и углекислым газом, железо связывалось преимущественно в магнетит. В известковых мергелях диксидной геохимической зоны, характеризующейся слабо восстановительными условиями, железо образовывало сидериты, пириты и глаукониты. В черных глинах и горючих сланцах аноксидной геохимической зоны, обогащенной сероводородом, все свободные ионы и ионные комплексы железа связывались в пиритовые агрегаты. На стадии континентального гумидного литогенеза все ранее образованные железосодержащие минералы в породах титонского яруса, попавших в зону гипергенеза, вновь стали преобразовываться в агрегаты гетита-гидрогетита. Лишь относительно крупные пиритовые конкреции были замещены ярозитом. Прослеживаемая цикличность преобразования минеральных соединений железа в определенной степени обусловлена тектоническим фактором, а именно эпейрогенетическими движениями земной коры. При подъеме территории устанавливался континентальный режим осадконакопления, активизировались процессы гипергенеза и большая часть железа переходила в форму оксидов-гидроксидов, при опускании – формировались эпиконтинентальные морские бассейны седиментации, обогащенные органическим веществом, и железо связывалось в минеральные соединения, реагируя с сероводородом, гидрокарбонат-ионом и алюмосиликатами [3].

Литература

1. Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланцевосных отложений центральной части Волжского бассейна. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013. 128 с.

2. *Илясов В.С., Староверов В.Н.* Модели формирования пластов горючих сланцев Волжского бассейна на примере месторождений Саратовского Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2018. Вып. 94. С. 3–17.

3. *Коробицын А.В.* Минерагения стадияльных процессов литогенеза // Вестник пермского университета. Геология. 2008. Вып. 10(26). С. 91–102.

4. *Королев Э.А., Шиловский О.П., Бариева Э.Р. и др.* Влияние структурно-генетических особенностей различных видов органических остатков на характер образования аутигенных пиритовых агрегатов в верхнеюрских отложениях // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естественные науки. 2010. Т. 152. Кн. 3. С. 192–207.

5. *Mumta В.В.* Аммониты и зональная стратиграфия средневолжских отложений Центральной России. Киев: Геопрогноз, 1993. 132 с.

6. *Плюснина И.И., Фролов В.Т.* Глауконит – аутигенный коллоидный слоистый силикат // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 10–18.

7. *Савельева О.Л., Савельев Д.П., Чубаров В.М.* Фрамбоиды пирита в углеродистых породах смагинской ассоциации п-ова Камчатский Мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 144–151.

8. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбин Н.В.* Фосфориты и глауконит: причина парагенезиса // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 11. С. 43–47.

9. *Korolev E.A., Bakhtin A.I., Eskin A.A. et al.* Sedimentary-diagenetic ore formation in the Jurassic system terrigenous deposits of the Tatarstan Republic // IOP Conference Series: Earth and Environmental. 9. Сер. «IX Sedimentological Conference». 2020. 012012.

**Т.А. Королева¹, О.В. Закусина¹, П.Е. Белоусов¹,
А.А. Нестеренко¹, С.В. Закусин^{1,2}, В.В. Круппская^{1,2}**

Особенности состава, строения и свойств бентонитовых глин Минусинской впадины (Республика Хакасия)

Бентониты обладают уникально высокими сорбционными и гидроизоляцияционными свойствами и поэтому рассматриваются в большинстве концепций геологических захоронений РАО. В Российской Федерации на

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

настоящий момент обсуждаются различные компоновки системы инженерных барьеров, где в качестве одного из компонентов рассматривается бентонит [1]. Наиболее перспективными по своим свойствам и логистике являются глины месторождений Минусинской впадины (Республика Хакасия): 10-й Хутор, Солнечное, Каратигейское, Бентойское и Карасукское. Все они являются разновозрастными, имеют диагенетическое происхождение и располагаются в пределах развития визейских (C_{1V}) образований континентальной туфо-песчано-глинистой угленосной формации и имеют достаточно большой возраст для набухающих бентонитов [2].

Месторождение 10-й Хутор активно эксплуатируется уже в течение нескольких десятков лет, и в настоящий момент накапливается большой объем данных о составе, строении и свойствах данных глин, включая поведение в длительных экспериментах, моделирующих условия глубинного захоронения. Соседние участки (Солнечное и Каратигейское, Бентойское и Карасукское) только введены или будут введены в эксплуатацию в ближайшее время.

Таким образом, целью данного исследования является сравнение состава, строения и свойств (в первую очередь адсорбционных) бентонитов, отобранных из разных пластов. Так как изоляционные свойства бентонитовых глин обусловлены особенностями строения смектита, как порообразующего минерала, то особое внимание в работе уделено особенностям его строения, включая определение величины заряда и характеристикам изоморфных замещений в составе 2:1 слоя [3].

Проведенные исследования выявили вариации содержания монтмориллонита из бентонитов различных пластов и месторождений, а также небольшие варианты в изменении состава 2:1 слоя для месторождений Карасукское и Бентойское, которые сказываются на величине ЕКО (емкости катионного обмена) и других изоляционных свойствах. Наибольшие различия в строении наблюдаются для монтмориллонита из пластов 7–8 бентонитов Солнечного и Каратигейского месторождений по сравнению с пластами 4–6 месторождения 10-й Хутор. Одними из важнейших результатов проведенной работы можно считать отсутствие видимых следов иллитизации, что ранее указывалось в работе [1], и довольно близкий состав монтмориллонита в изученных пластах 5–6 месторождений 10-й Хутор, Карасукское и Бентойское. Таким образом, проводимые в настоящий момент испытания свойств и изучение эволюции бентонитов месторождения 10-й Хутор могут быть впоследствии, после проведения тестовых испытаний, перенесены на бентониты месторождений Карасукское и Бентойское.

Работы выполнены при частичной поддержке темы госзадания ИГЕМ РАН.

Литература

1. Крупская В.В., Бирюков Д.В., Белоусов П.Е. и др. Применение природных глинистых материалов для повышения уровня ядерной и радиационной безопасности объектов ядерного наследия // Радиоактивные отходы. 2018. № 2. С. 30–43.

2. Belousov P., Chupalenkov N., Christidis G.E. et al. Carboniferous bentonites from 10Th Khutor deposit (Russia): Composition, properties and features of genesis // Appl. Clay Sci. 2021. V. 1.

3. Крупская В.В., Закусин С.В., Лехов В.А. и др. Изоляционные свойства бентонитовых барьерных систем для захоронения радиоактивных отходов в Нижнеканском массиве // Радиоактивные отходы. 2020. № 1. С. 35–55.

М.Т. Крупенин¹

Минералогические признаки эвапоритовой седиментации в типовом разрезе среднего рифея (Южный Урал)

Залежи сульфатов и галогенов в типовом разрезе рифея (Башкирский мегантиклинорий) отсутствуют, однако ряд косвенных признаков позволяет предполагать бывшее широкое присутствие эвапоритовых обстановок, вероятно, связанных с аридизацией климата и неактуалистическими условиями карбоната накопления в мелководных эпиконтинентальных морях. Широкое распространение таких морей было связано с длительными трансгрессиями на фоне теплого климата [7], характерного для мезопротерозоя-начала неопротерозоя («скучный миллиард»). Аналогичные периоды наблюдались и в фанерозое (девон и пермь Русской платформы), прерываемые относительно короткими по времени отрезками глобальных оледенений.

Из отложений раннего рифея в типовом разрезе известны сульфаты (находки гипса и ангидрита, барита) [3]. Косвенные признаки эвапоритизации проявлены широко, прежде всего, мощными толщами доломитов (до 35% мощности отложений стратона), а также широким развитием коллапс-брекчий в некоторых доломитовых горизонтах саткинской и бакальской свит. В среднем рифее на доломитовые толщи приходится только 9% мощности разреза юрматиния, и приурочены они к верхней части

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

авзянской свиты (реветская подсвита, мощность до 700 м [3 и др.]). В отложениях юрматиния известны находки сульфатов в авзянской свите: гипс в тонкозернистых доломитах аналогов реветской подсвиты [2], барит в виде отдельных стратифицированных горизонтов [3]. Кроме того, описаны псевдоморфозы доломита по гипсу, установлено значимое утяжеление изотопного состава кислорода в доломите [5] и ряд косвенных признаков эвапоритовой седиментации: прослой коллапс-брекчий, горизонты гематитизации и окремнения в доломитах. Новыми минералогическими признаками являются присутствие аутигенных магнезиального хлорита и микроклина в реветских доломитах в Западно-Башкирской зоне.

Mg-хлорит обнаружен в пакетах глинистых пестроцветных сланцев, приуроченных к карбонатно-терригенной толще кужинского комплекса (фациальный аналог авзянской свиты в западных разрезах) [3 и др.], вскрытого структурной скважиной на западном склоне хр. Зильмердак [2]. Присутствие Mg-хлорита (до 40% веса пробы) на глубинах 500–300 м совместно с выделениями гипса в доломите подтверждено данными рентгенографии и термического анализа с характерными повышенными температурами эндопиков (615 °С и 810 °С), и экзопика (850 °С). В карьере и ряде обнажений в районе пос. Верхний Катав (Катав-Ивановский р-н, Челябинская обл.) Mg-хлорит обнаружен в прослойках и прожилках в доломитовой толще общей мощностью до 200 м, которая считается аналогом реветской подсвиты. Микроскопическое изучение прослоек глинистых пород в доломитах позволило выявить новообразования хлорита по чешуйкам кластогенных слюд (биотиту, мусковиту), и подтвердить их присутствие данными рентгенографии и термического анализа. Содержание Mg-хлорита в алевролитах достигает 39%. Вмещающий тонкозернистый доломит светло-серый, с сиреневым оттенком, содержит прослойки, прожилки и гнезда, выполненные Mg-хлоритом с примесью талька и вторичного крупнокристаллического доломита, реже кварца. Микротекстура доломита брекчиевидная: в тонкокристаллическую основную массу (доломикрит) погружены округлые пеллоиды, состоящие из мельчайших ромбоздров доломита; в доломикрите рассеяны многоугольные таблички (0.1–0.2 мм) микроклина, диагностика которого подтверждена рентгенографически и микрозондированием. В доломикрите встречаются гнезда квадратного сечения, размером до 0.5 мм, секреторно заполненные с периферии кварцем и Mg-хлоритом, иногда с тальком, а в центре – вторичным доломитом.

Изучение под электронным микроскопом (РЭММА-202М, Институт минералогии УрО РАН, аналитик В.А. Котляров) показало, что в хлоритах содержание FeO изменяется от 3.21 до 5.42%; MgO – от 30.89 до 32.1%. В доломите отношение MgO/CaO составляет 0.68 (при стехиометрическом 0.71); содержание FeO – 1.09–1.82%; в тальке содержание FeO – 1.07–

1.61%. Расчетная формула хлорита (катионный метод, среднее по анализам из пяти зерен) имеет вид: $(\text{Mg}_{4,39}\text{Ca}_{0,02}\text{Fe}_{0,35}\text{Al}^{\text{VI}}_{1,24})_6(\text{Si}_{3,31}\text{Al}^{\text{IV}}_{0,69})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Такой высокомагнезиальный хлорит ранее не был отмечен для терригенно-карбонатных отложений стратотипического разреза рифея, в которых развит железисто-магнезиальный хлорит [3].

Совместно с Mg-хлоритом в доломитах разреза у пос. Верх-Катав широко развит аутигенный микроклин в виде вкрапленности табличек размером до 0.2 мм, совместно с кварцем, вторичным доломитом и Mg-хлоритом. Таблички многоугольной формы в основной массе тонкозернистого доломита составляют до 7% площади шлифа. Иногда микроклин содержит реликтовые зерна доломикрита размером менее 0.01 мм и сохраняет его микроструктуру, т.е. развивается метасоматически по доломиту. Микроклин в основном монокристаллический, в то же время обнаружены единичные ксеноморфные аллотигенные зерна с решетчатым двойникованием.

Химический состав микроклина (микронзонд) близок к стехиометрическому (среднее по 8 определениям: $\text{K}_2\text{O} - 16.23$; $\text{SiO}_2 - 64.99$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 18.19$; FeO до 0.19%); он не содержит Na_2O , MgO , MnO , TiO_2 , Cr_2O_3 . Отсутствие натрия в составе микроклина является характерной особенностью именно аутигенных микроклинов, образованных в низкотемпературных условиях [6]. Рентгенодифрактометрический анализ подтвердил присутствие в доломитах микроклина с основными рефлексами 4.21; 3.70; 3.48; 3.25; 2.91 Å, (главный пик 3.25), в полном соответствии с рентгеновскими характеристиками аутигенного микроклина (известняки в формации Понтискалк, Швейцарские Альпы и др.).

Указанные разрезы терригенно-карбонатных отложений реветской подсвиты авзянской свиты содержат также горизонты окремнения и рассеянной гематитизации. В доломитах встречаются как рассеянные скопления халцедона, так и кварцевые сферолиты. На основании присутствия Mg-хлорита и аутигенного микроклина в изученных породах, предполагается существование эвапоритовых условий седиментации в среднем рифее. Для генетической интерпретации состава хлоритов В.А. Дриц и А.Г. Косовская [1] предложили схему геокристаллохимической классификации (рис. 1), которая позволяет выделить группы хлоритов по степени железистости, определяемой $K_{\text{Fe}} = \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (в ф.е.) и суммарному содержанию алюминия в октаэдрах и тетраэдрах 2:1 слоев (в ф.е.). Точки изученного нами хлорита расположены в области перекрытия полей Mg-хлоритов из серпентинитов и Mg-хлоритов из галитов высоких стадий осолонения бассейна. Низкие величины $\text{Al}_{(\text{VI}+\text{IV})}$ 1.75–2.0, при весьма низкой железистости (K_{Fe} 0,07–0,09), наиболее близки магнезиальным хлоритам из нерастворимого остатка галопелитов, изученных Т.Н. Соколовой [4]. По ее данным, в 5 разных эвапоритовых бассейнах величина $\text{Al}_{(\text{VI}+\text{IV})}$ изменяется

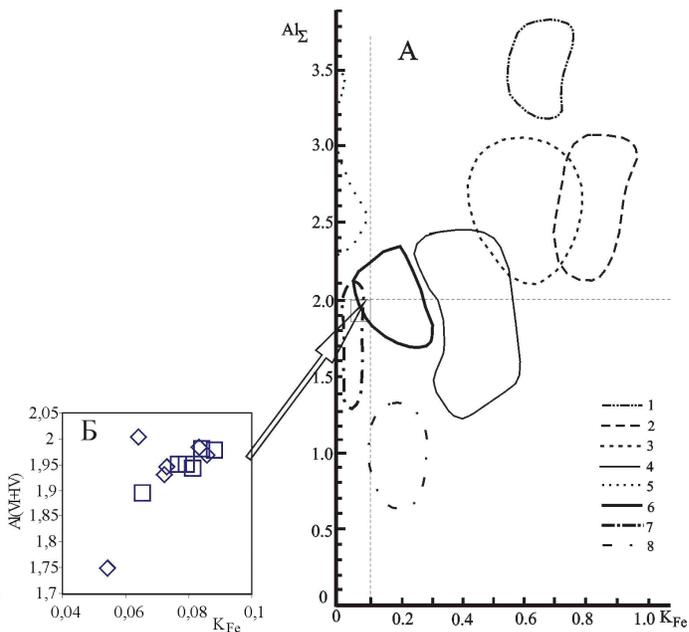


Рис. 1. А – Схема геокристаллохимической классификации хлоритов: 1 – ди-триоктаэдрические Al-Fe-Mg-хлориты; 2 – Fe-хлориты; 3 – Fe-Mg-хлориты кластогенных формаций; 4 – Fe-Mg- и Mg-Fe-хлориты основных магматических пород; 5 – Mg-хлориты эвапоритовых хемогенно-терригенных формаций; 6 – Mg-хлориты из галитов и Mg-K-солей высоких стадий осолонения бассейнов; 7 – Mg-хлориты из серпентинитов; 8 – Mg-хлориты из кимберлитов (по [1]); Б – положение точек с составами изученных Mg-хлоритов (обр. 4537-16) по данным микрозондового анализа

от 0.6 (ФРГ) до 2.37 (Австрия), составляя в среднем 1.71. Наиболее близко соответствуют хлоритам Верхнего Катава образцы из верхнепермского купола Индер (Прикаспий) и из амезит-кизерит-сильвин-галитовой породы цехштейна (ФРГ), имеющие $Al_{(VI+IV)}$ соответственно 1.49 и 1.9. Присутствие талька, отмеченное методами рентгенофазового и микрозондового анализа, также соответствует минеральному составу пород эвапоритовых высокоосолоненных бассейнов: на ранних стадиях катагенеза в них присутствуют гидроталькиты (Оренбуржье, Прикаспий); при динамометаморфических преобразованиях – тальк (Цехштейн ФРГ и Англии) [4].

Литература

1. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: ГИН АН СССР, 1991. 174 с.

2. Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея // Ежегодник-2001: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 149. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 43–49.

3. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.

4. Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164 с.

5. Bartley Ju.K., Kah L.C., McWilliams Ju.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): Signal recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geology. 2007. V. 207. P. 211–232.

6. Leitner C. Authigenic K-feldspar in salt rock (Haselgebirge Formation, Eastern Alps) // Geophys. Res. Abstr. 2015. V. 17. EGU2015–7010.

7. Warren J.K. Evaporites. A Geological Compendium. 2nd ed. Switzerland: Springer International Publishing, 2016. 1822 p.

А.А. Крылов^{1,2}, Е.А. Логвина^{1,3}, Е.А. Гусев¹

Икаиты в современных отложениях Карского моря

Карское море одно из благоприятных для формирования икаитов на Арктическом шельфе, что подтверждается их многочисленными находками [2, 4 и др.]. Икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) уникальный минерал, существующий при температурах 0–6 °С [7]. Формирование нормальных морских аутигенных карбонатов в Арктических морях практически не происходит из-за низких, порой отрицательных, температур придонных вод. В Карском море известно о единичных находках кальцитов [3, 1].

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский Научно-Исследовательский Институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга» (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «ААНИИ»)

В рейсе НИС «Фридьоф Нансен» в акватории Карского моря в 2015 г. грунтовым пробоотбором друзы кристаллов икаита были обнаружены в отложениях трех станций. Образцы были законсервированы и заморожены для дальнейших камеральных исследований.

В лабораториях СПбГУ и ВСЕГЕИ был изучен изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ и проведен рентгеноструктурный анализ икаитов при различных температурных условиях.

Фазовый переход икаит–ватерит–кальцит наблюдался на рентгенограммах через 5 мин, 3 дня и 30 дней после нахождения образца при нормальных условиях. Полный фазовый переход был зафиксирован на 30 день.

Баланс масс углерода участвующих в формировании икаита был рассчитан на основании изотопных данных углерода: $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ ($-57.3\dots-20.5\%$ измеренные данные), $\delta^{13}\text{C}_{\text{ОВ}}$ ($-25.5\dots-23.2\%$ [6]) и $\delta^{13}\text{C}_{\text{СН}_4}$ ($-79.4\dots-8.2\%$ [5]). Были получены максимальные и минимальные значения долей углерода органического вещества и метана, участвовавших в формировании икаитов. Основным источником углерода является ОВ, доля которого варьирует в пределах от 100 до 39%, а доля метана достигает 67% соответственно. Максимальный вклад метана рассчитан для образца, отобранного с поддонной глубины 90 см.

Механизмы образования икаитов различны. Для образцов из поддонных горизонтов 65–70 см, основным источником углерода является углекислота, образованная в результате деструкции органического вещества. Во взвеси придонных вод в исследованном районе преобладает гумусовое ОВ (до 60%). Очевидно, влияние речного стока Енисея и Пясины играет важную, но не последнюю роль в формировании этих икаитов. Второстепенным источником углерода в икаитах является углерод углекислоты, образовавшейся в результате метаногенерации. Зону метаногенерации в этом районе выделили по облегчению изотопного состава $\delta^{13}\text{C}_{\text{СН}_4}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ вниз по разрезу [6].

Образец икаита, отобранный с поддонной глубины 90 см, расположен в зоне сульфат-зависимого анаэробного окисления метана, выделенной ранее [6]. Таким образом, здесь имеют место, во-первых, окисление биохимического метана и бактериальная деструкция ОВ, а во-вторых – генерация метана.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 23-27-00457.

Литература

1. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Покровский Б.Г. и др. Фосфагизированный карбонатный конгломерат со дна Карского моря // Океанология. 2016. Т. 56. № 5. С. 757–770.

2. Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С., Усов А.Н. Четвертичные отложения центральной части Карского моря. В кн.: Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 553–558.

3. Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Савичев А.С. и др. Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 643–679.

4. Леин А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б. и др. Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенеза осадков на профиле река Енисей – Карское море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.

5. Galimov E.M., Kodina L.A. Biogeochemistry of the Russian Arctic. Kara Sea: Research Results under the SIRRO Project, 1995–2003 // Geochemistry International. 2006. № 11. P. 1139–1191.

6. Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // Siberianriver run-off in the Kara Sea: Characterisation, Quantification, Variability, and Environmental Significance / Eds R. Stein, K. Fahl, D.K. Fuetterer, E.M. Galimov / Proceedings in Marine Sciences. Vol. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 349–374.

7. Marland G. Stability of calcium carbonate hexahydrate (ikaite) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 83–91.

М.Г. Леонов¹

Гравитационно-инъективные микститы в природе и в эксперименте

Среди стратифицированных отложений палеобассейнов известны пластообразные и линзовидные тела хаотических глыбовых брекчий, конгломерато-брекчий, мусорных терригенных пород, известных как олистостромы, гравитационные и тектоно-гравитационные микститы, осадочные меланжи. Границы таких тел с подстилающими осадками обычно эрозионные, с признаками механического воздействия, Контакты с перекрывающими толщами – седиментационные, с «обтеканием» тел пластами фоновых отложений. В то же время некоторые микститы не имеют характерных для подводно-оползневых тел структурных признаков

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

механического воздействия на фоновые осадки, и наблюдается торцовое притыкание к телу микстита недеформированных вмещающих отложений. Такой вариант отмечен в [1], однако без объяснения его природы.

В современных водоемах развиты аналогичные палеомикститам «отложения переноса масс» (mass transport deposits) (ОПМ): фаны, дебрисовые и турбидные потоки, подводные оползни. Знания о них основаны на изучении современных процессов седиментации [3–6, 10, 11], анализе динамики потоков дискретных сред (зерновых потоков, снежных лавин) [1, 7], результатах аналогового и расчетного моделирования [2, 8, 12, 13]. Образование ОПМ связано с развитием гравитационных водно-каменных потоков на склонах осадочных бассейнов и отложением материала у подножия склона и на прилегающих участках дна бассейна [2–7].

Основным физическим параметром водно-каменных гравитационных потоков является удельная плотность ($\rho_{уд}$), что и определило их название – «плотностные потоки». Имея значительные массу, плотность и скорость, потоки, согласно известной зависимости ($E_k = mv^2/2$), обладают значительной кинетической энергией, реализуемой в масштабном продвижении потоков в область глубоководных равнин, разрыве подводных кабелей, выпахивании подводных каньонов, формировании валов нагнетания; инициации цунами и др.

Плотностной поток – это двухфазная дисперсная среда, которой свойственны связная и несвязная формы движения. В первом случае градиент скоростей частиц равен 0 – поток движется как условно единое тело. Во втором – межзерновые связи ослаблены, градиент скоростей гранул >0 . Возникает «внутрипотоковое» течение. Обе формы могут сосуществовать в едином потоке. Возможно [13], «самоускорение» (self-accelerating) плотностных потоков, за счет чего их энергия возрастает. В нижней части потока в результате гравитационного осаждения увеличивается объем включений, соответственно возрастают скатывающая сила и скорость потока [12, 13]. Во фронтальной части потока утяжеленная нижняя часть опережает основной поток и выдвигается вперед в виде языка, обладающего значительной кинетической энергией. Наибольшую E_k движущаяся масса приобретает в области перегиба склона, оказывая в подошве потока «подрезающее» действие [9].

В водно-каменных потоках прочность на разрыв на контакте твердых фрагментов значительно меньше их внутренней прочности, что является определяющим свойством гранулированных сред, для которых, в частности, характерны [7, 9] сверхтекучесть и исчезновение структурных признаков течения среды после остановки потока. При движении дебрисового потока происходит хаотическое соударение частиц, что может быть приравнено к явлению вибрации. Гранулярная структура и режим «вибрации» придают дебрисным потокам свойства вязкой жидкости.

По умолчанию принимается, что тела ОПМ отложились на поверхности дна и были перекрыты более молодыми осадками [3–6]. Однако, учитывая слабую связность донных отложений и высокую энергию ОПМ, допустимо предположить, что плотностные потоки могут механически внедряться в податливые слабосцементированные донные осадки, прежде всего по градиентным плотностным границам отложений различного состава и степени литификации. В целях верификации этого предположения был осуществлен аналоговый эксперимент, включающий серию из пяти опытов (рис. 1).

В качестве «потоковых субстанций» использованы жидкости и суспензии разной плотности. Правомерность такого подхода основана на следующем: плотностные потоки возникают в водной среде и представляют собой водные суспензии; плотность является параметром, во многом определяющим динамику гравитационных потоков; существуют проверенные численными расчетами аналоговые модели плотностных потоков с использованием водно-твердофазной суспензии [2]. Имитаторами осадочных слоев служили подкрашенные жидкости различной плотности (водно-соляно-глицерино-полимерные растворы). Плотностные потоки (значения плотностей указаны на рис. 1) имитировались подкрашенными суспензиями (жидкая фаза – фруктовые соки с добавкой загустителя E418 и глицерина, твердая фаза – семена базилика).

Суспензии порциями выплескивались с шельфа на склон, образуя плотностные потоки. При определенных, эмпирически подобранных

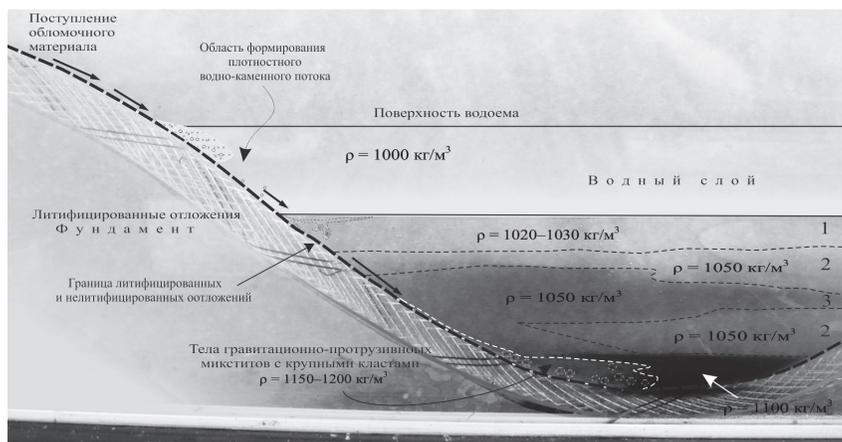


Рис. 1. Пример (фото) аналогового эксперимента по внедрению плотностного потока в неконсолидированные донные осадки. Параметры используемых сред приведены на рисунке. 1–4 – номера слоев нелитифицированных отложений осадочного чехла

углах наклона поверхности склона и плотностных параметрах, вещество потока по ослабленным зонам (границам слоев разной плотности) проникало внутрь неконсолидированных осадков, раздвигая их и формируя бескорневые изолированные тела. Наиболее часто внедрение плотностных потоков осуществлялось по граничной плоскости «консолидированных отложений» и «неконсолидированных осадков».

Таким образом, наличие своеобразных палеомикститов, анализ данных о динамике отложений переноса масс и результаты эксперимента подтверждают возможность механического внедрения вещества плотностных потоков внутрь осадочного чехла, что позволяет говорить о существовании гравитационно-инъективных микститов – не диагностируемом ранее типе отложений переноса масс.

Исследование выполнено в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН (тема FMMG-2023-0007).

Литература

1. *Забродин В.Ю.* Модель ледника как идеальный объект теории динамических систем // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2011. Т. 1. № 3. С. 1–3.
2. *Завьялов И.Н., Жмур В.В.* Интенсивные взвесенесущие потоки в придонном слое океана на наклонном дне // Труды МФТИ. 2010. Т. 2. № 3(7). С. 158–167.
3. *Козлов С.А.* Инженерно-геологическая стратификация Западно-Арктической нефтегазоносной провинции // Нефтегазовое дело. 2005. № 1. С. 1–24.
4. http://ogbus.ru/files/ogbus/authors/Kozlov/Kozlov_3.pdf
5. *Крапивнер Р.Б.* Проблема генезиса четвертичных отложений шельфа Баренцева моря как отражение общего кризиса ледниковой теории // Арктика и Антарктика. 2020. № 4. С. 80–102.
6. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
7. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 310 с.
8. *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «ОФСЕТ», 2003. 374 с.
9. *Соловьев А.С., Калач А.В., Паринов А.В.* Особенности математического моделирования зоны распространения снежной лавины // Вестник Воронежского института ГПС МЧС России. 2014. № 4(13). С. 64–68.
10. *Cambell C.S.* Rapid granular flows // Annu. Rev. Fluid Mech. 1990. V. 22. P. 57–92.
11. *Chikita K.A.* Sedimentation by turbidity currents // J. Hokkaido Univ. Fac. Sci. Ser. VII Geophys. 1980. V. 6(2). P. 255–300.

12. *Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J.I.* Recurrent Pleistocene mega-failures on the S.W. Barents Sea margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 605–618.

13. *Parker G., Fukuschima Y.* Self-accelerating turbidity currents // *J. Fluid Mech.* 1986. V. 71. P. 145–181.

14. *Simpson J.E.* Gravity currents in the environment a. the lab. Chichester: Ellis Horwood Ltd, 1987. 244 p.

Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹, К.К. Колесов¹

Вулканогенные обломочные, вулканогенно-осадочные, осадочные вулканомиктовые породы: проблемы в изучении

В процессе наших исследований, направленных на реконструкцию источников поступления вещества в осадочные бассейны древних платформ и палеоокеанов, мы столкнулись с проблемой корректной диагностики продуктов вулканической деятельности в осадочных последовательностях. В нашей стране в последние десятилетия исследования в этом направлении практически не проводились. При этом зарубежные коллеги считают методы диагностики и датирования вулканомиктовых пород действенным инструментом при палеоклиматических и геодинамических реконструкциях, стратиграфических построениях различного масштаба (глобальные вулканические события – как стратиграфические маркеры/тефростратиграфия; локальные события – основа для датирования определенных осадочных комплексов); реконструкциях эпизодов и эпох вулканизма и прогнозировании связанных с ними полезных ископаемых; изучении биотических кризисов и пр. Эти методы и подходы за рубежом активно применяются на практике. Невостребованность указанных подходов в отечественной практике в последние годы, вероятнее всего обусловлена тем, что специалисты в области осадочной геологии/литологии часто просто не диагностируют в осадочных разрезах различного возраста продукты вулканизма (будь то лавы, пепел или вулкано- и пирокластика), и относят слагающие их образования к нормально-осадочным породам. В то же время специалисты по изучению вулканических пород не видят

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

для себя объектов исследования в осадочных последовательностях, и, соответственно, не уделяют им внимания.

Итак, Согласно Петрографическому кодексу, вулканогенный материал, присутствующий в обломочных породах, подразделяется на две группы различного генезиса. Одна группа представлена вулканогенными обломочными породами, связанными с различными проявлениями вулканической деятельности и не имеющими отношения к осадочным породам, т. к. при их образовании отсутствуют факторы, влияющие на образование терригенных пород. Породы этой группы подразделяются на вулканокластические – без примеси осадочного материала, и осадочно-вулканокластические, в том числе туффиты, – с примесью осадочного материала (продукты лахар, пирокластических потоков (палящих туч) и пр.). Вторая группа – осадочные породы, содержащие вулканогенный материал, также подразделяется на две группы, где определяющим является время проявления вулканизма. К первой группе отнесены вулканогенно-осадочные породы – осадочные породы с примесью синхронного с осадконакоплением пирокластического материала или продукты переотложения синхронного извержению вулканического материала. Вторая группа представлена осадочными вулканомиктовыми отложениями, образование которых произошло в результате накопления продуктов разрушения образованных ранее вулканических пород. Таким образом, породами, образовавшимися в результате осадочных процессов, являются только последние из вышеперечисленных – осадочные вулканомиктовые отложения, и только для них применим литологический подход (включая специально разработанные минералогические, гранулометрические и геохимические методики) к классификации и реконструкциям обстановок их накопления. При этом изучение состава и определение возраста крупнообломочных компонентов валунной и галечной размерности в туфоконгломератах позволяет расширить наши представления о составе и генезисе магмогенерирующих расплавов, а также вмещающих и/или распространённых на поверхности во время проявления вулканического импульса пород осадочного, магматического и метаморфического происхождения. Геохронологические исследования собственно вулканогенных обломочных пород или пород, содержащих синхронный с вулканизмом пирокластический материал, позволяют надёжно обосновывать возраст изучаемых осадочных комплексов.

В результате проведенных нами исследований выделены следующие породы, содержащие вулканогенный материал. Триасовые (карнийские) алмазаносные гравелиты северо-востока Сибирской платформы оказались продуктами трахитового вулканизма и являются вулканокластическими породами без примеси синхронного осадочного материала. Высококальцевые песчаники карагасской серии являются продуктами позднери-

фейского вулканизма, проявившегося в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформ, и не являются осадочными породами. Песчаники верхней части карбонатного разреза нижнетунгусской свиты Туруханского поднятия в традиционном месте проведения многочисленных геологических экскурсий оказались трахитами, а вышележащие глауконитовые песчаники – это ни что иное как шамозитовые руды – продукты коры выветривания по вулканическим породам. Раннепалеозойские конгломераты: баянкольской и нижнемалиновской (Систигхемский прогиб, Тува), шурмакской (юго-запад Сангиленского блока, Тува) и адырташской (юг Тувы) свит представляют собой туфоконгломераты, в которых цемент и часть обломков являются продуктами вулканизма, синхронного с накоплением в этих конгломератах осадочного материала. Диагностика вулканогенных образований во всех перечисленных случаях позволила нам выделить новые этапы проявления вулканизма, субсинхронного с осадконакоплением.

Основным действенным методом при диагностике вулканогенных пород являются полевые наблюдения в разрезах, где структурно-текстурные особенности пород, количественные соотношения минеральных компонентов (преобладание полевых шпатов над кварцем), а также экзотичность прослоев (по сравнению с фоновыми отложениями) дают возможность предполагать присутствие таких пород. Следующий шаг – это петрографические исследования, включающие изучение пород на сканирующем электронном микроскопе; он является основополагающим при данных исследованиях. Геохимические исследования, в случае отсутствия вторичных изменений в изучаемых породах, необходимы для детализации состава и генезиса вулканических пород. Диагностические геохимические модули, указывающие на повышенную щелочность или фемичность изучаемых пород, являются действенным инструментом при диагностике вулканокластики, однако только при условии отсутствия в породах карбонатов, а также генетически иных минералов Mg и Fe, которые будут искажать истинное значение фемического модуля, указывающего на присутствие базитовой вулканокластики. Повышенная щелочность изучаемых пород укажет на кислую и/или щелочную природу вулканического материала. В благоприятных случаях бывает возможно провести геохронологические исследования и получить возраст проявления вулканического события.

Таким образом, при изучении вулканических и осадочных пород необходимо крайне корректно оценивать генезис и время их образования. Определение методического подхода зависит от двух факторов. Первый – это соотношение (преобладание) осадочного или вулканогенного материала в породах. Второй – возможность определения синхронности образования вулканического материала осадочному процессу, или его принадлежности перееотложенному материалу более древних вулканических

образований. Применение узкоспециализированных литологических и геохимических исследований при игнорировании петрографических данных, позволяющих правильно интерпретировать происхождение вулканогенных компонентов в исследуемых породах, не дает правильного ответа о происхождении изучаемых пород и приводит к ошибочным выводам, что искажает региональные и глобальные представления об эволюции отдельных блоков земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 19-17-00099.

Н.А. Лыков^{1,2}, Ю.В. Ростовцева^{2,3}, А.В. Дронов¹

Первая находка фосфоритов в верхнеордовикских отложениях разреза Мойеро (Восточная Сибирь)

Разрез долины р. Мойеро – один из наиболее полных, непрерывных и лучших разрезов ордовика на Сибирской платформе [1, 3]. Однако в силу своей удалённости и расположения в труднодоступной местности, он остается редко посещаемым специалистами, в результате чего многие особенности строения слагающих его отложений остаются до сих пор недостаточно изученными. Одной из задач проведенного исследования, основанного на материалах полевых работ 2021 и 2022 годов, являлось детальное изучение верхнеордовикских отложений разреза Мойеро. Среди изучаемых отложений наиболее представительным для данного стратиграфического интервала является обнажение № 70. В пределах рассматриваемого района отложения этого возраста представлены породами верхов киренско-кудринского, а также чертовского, баксанского и долборского горизонтов. Обогащение алевритово-глинистых осадков фосфатным веществом установлено в верхней части чертовского горизонта, наличие прослоя фосфоритов выявлено в основании баксанского горизонта. В это время происходило накопление отложений в пределах обширного палеобассейна, занимавшего значительную часть Сибирской платформы [2].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

³ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

При послойном изучении чертовского горизонта (сандбийский ярус) было установлено, что вскрываемая мощность превышает ранее описанную и составляет примерно 5 м. Литологически подошва чертовского горизонта описывалась как смена тонко-мелкозернистых кварцевых песчаников (нижележащий киренско-кудринский горизонт), венчающих мойеронскую свиту, вишнево-бурыми листоватыми алевролитами. Эта граница интерпретируется как поверхность затопления и нижняя граница мангазейской осадочной секвенции [3]. Верхняя граница горизонта ранее в этом разрезе не фиксировалась. Считалось, что она согласная и проходит где-то внутри пачки зеленовато-серых тонко листоватых аргиллитов с немногочисленными прослоями и нодулями розовато-серых пакстоунов, мощностью около 3 м [1, 3]. В верхней части чертовской горизонт сложен карбонатными аргиллитами, содержащими отдельные прослои полибиокластовых известняков (рис. 1а). В карбонатных аргиллитах выявлено наличие примеси фосфатного вещества, содержание которого по данным рентгенофазового анализа (РФА) пород увеличивается снизу вверх по разрезу. В ходе полевых работ 2021–2022 годов, по распределению остракод (устное сообщение старшего научного сотрудника ИНГГ СО РАН Т.В. Гонты) было установлено, что граница чертовского и вышележащего баксанского горизонтов приурочена к слою фосфоритов, мощность которого варьирует от 10 до 15 см. Первоначально, при макроскопическом изучении в полевых условиях, он был интерпретирован как слой железистых оолитов, которые ранее отмечались в разрезе в пределах только лишь волгинского горизонта (средний ордовик, дарривильский ярус) [1, 3], где они маркировали границу осадочных секвенций. Аналогичную функцию железистые и фосфатные оолиты выполняют и в ордовике Прибалтики [7, 8], что позволяет интерпретировать кровлю чертовского горизонта в качестве границы осадочных секвенций.

Изучение с помощью оптической микроскопии показало, что фосфоритовый прослой состоит из зерен фосфатного вещества, представленных оолитами, обломками беззамковых брахиопод, а также интракластами (рис. 2а). Интракласты представлены фрагментами дробления илистых донных осадков, сложенных фосфатным веществом без или с наличием обломочной примеси и фосфатных оолитов. Кроме этого, в породе присутствуют отдельные зерна кварца песчаной размерности и известковые биогенные компоненты, среди которых в основном встречаются остатки брахиопод, мшанок, трилобитов и остракод. В фосфорите развит яснокристаллический (спаритовый) кальцитовый цемент, отмечаются вторичные выделения доломита, барита и пирита. Фосфатные зерна (преимущественно оолиты) обычно частично или полностью покрыты железистыми (гематитовыми) пленками. Особенности строения изучаемого фосфорита указывают на многоэтапность и длительность его формирования, прис-

ходившего, скорее всего, в условиях конденсации осадочного вещества, смены режимов гидродинамики, а также при низких скоростях осадконакопления или перерыве в седиментации.

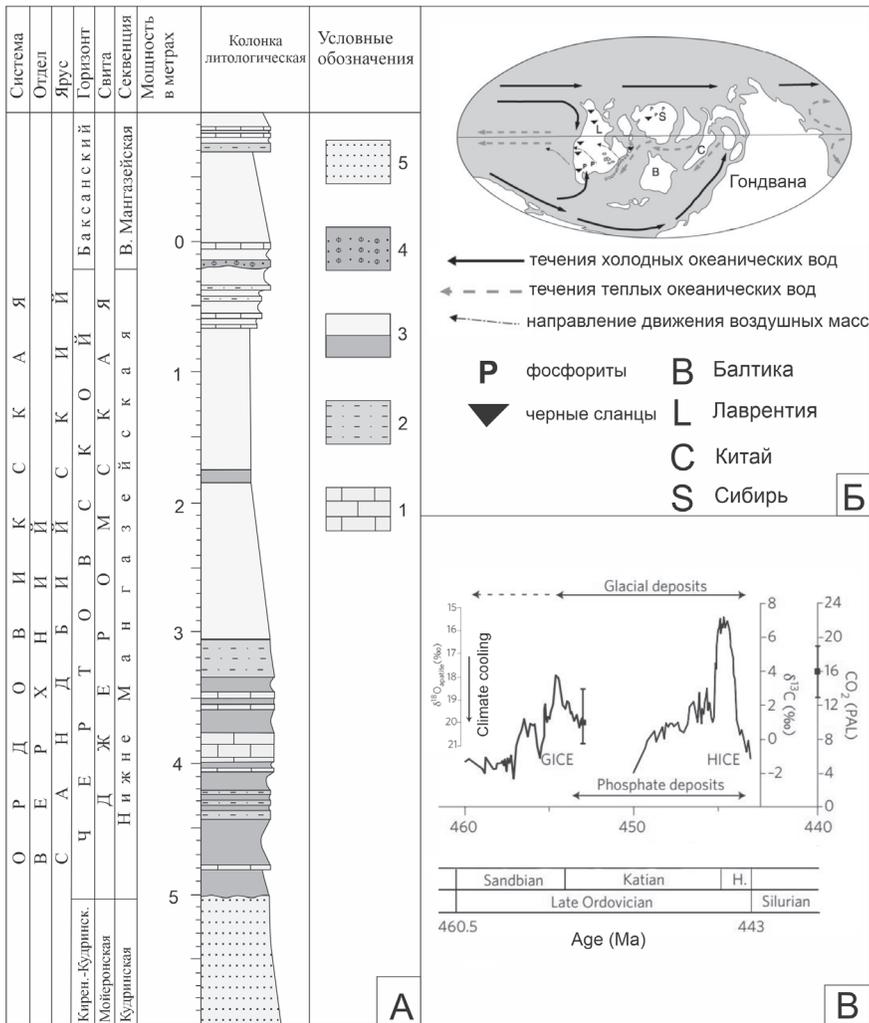


Рис. 1. Строение изученных верхнеордовикских отложений разреза Мойеро и глобальные реконструкции для позднего ордовика.

а – литологическая колонка: 1) известняки, 2) алевролиты известковые, 3) аргиллиты зеленоцветные (верх) и красноцветные (низ) карбонатные, 4) фосфориты, 5) песчаники; б – глобальная реконструкция океанических течений (по [4]); в – глобальные климатические изменения (по [5])

Результаты микроскопического изучения подтверждаются данными рентгенофазового анализа. Методом порошковой рентгеновской дифракции установлено, что в изучаемом фосфорите содержится около 30.2% фторапатита, 14.5% гематита и 55.3% карбонатного вещества (кальцит, доломит, анкерит) (рис. 2б). Анализ проводился с использованием камеры Huber G670 Guinier (геометрия пропускания, изогнутый первичный Ge (111) монохроматор, излучение $\text{Co K}\alpha 1$, $\lambda = 1.78896 \text{ \AA}$, детектор фотопластики) и дифрактометра Bruker D8 Advance (геометрия Брэгга-Брентано, излучение $\text{Cu K}\alpha 1,2$, $\lambda = 1.54184 \text{ \AA}$, детектор LYNXEYE XE). Определения выполнил Ионидис Н.А. – стажер-исследователь Сколковского Института Наук и Технологий, магистрант геологического факультета МГУ.

Изучение железистых пленок, покрывающих значительную часть фосфатных зерен, с помощью электронной микроскопии показало, что отмечается последовательное замещение вещества. От поверхности к внутренним частям фосфатных зерен отмечается сначала развитие гематита, затем полиминерального вещества, и затем апатита. Полиминеральное вещество состоит из кальцита, доломита, гематита и апатита, с содержанием последнего в подчиненном количестве. Полученные данные свидетельствуют об образовании железистых пленок после формирования фосфатного вещества (рис. 2б).

Выявленные признаки фосфоритообразования в изученных отложениях, скорее всего, являются отражением общих закономерностей осадконакопления, проявившихся в конце ордовика. Так, к чертовскому горизонту относятся фосфориты Гурьевского месторождения в долине р. Подкаменной Тунгуски, имеющие сходные черты строения с исследованным прослоем. Гурьевское месторождение, как и разрез Мойеро, расположено

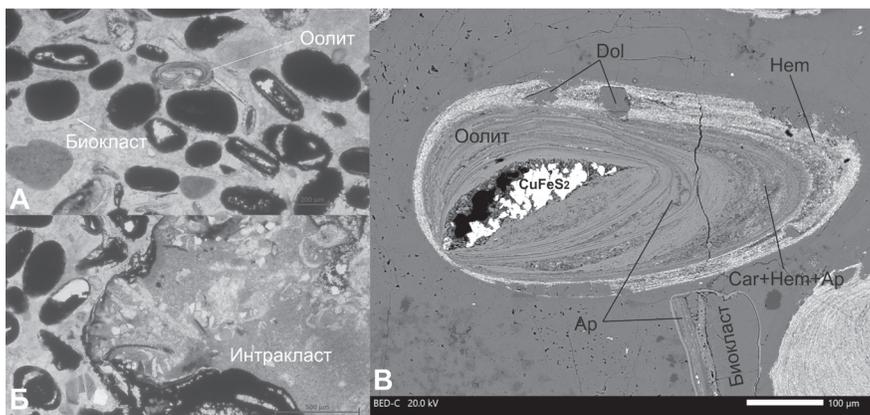


Рис. 2. Микрофотографии фосфорита верхнего ордовика разреза Мойеро в оптическом (а) и электронном микроскопе (б)

в пределах Лено-Тунгусской фосфоритоносной провинции [2]. Широкое проявление фосфоритонакопления в позднем ордовике отмечается в палеобассейне в пределах Лаврентии, где выделяется формации Апхэм и Алеман (Upham and Aleman Formation of Late Ordovician Montova Group), содержащие фосфатное вещество в виде пеллет, горизонтов твердого дна и инкрустаций биокластов [4, 5]. Формирование этих фосфатноносных отложений связывают с поступлением (апвеллингом) холодных насыщенных фосфатом вод, циркуляция которых возникла в эпиконтинентальном бассейне Лаврентии примерно около 454 млн лет назад и действовала до конца ордовика (рис. 1б). Такие значительные изменения в гидрологии связывают с глобальным похолоданием, начало которому было положено еще в среднем ордовике [9], и достигшим своего максимума во время хирнантского оледенения. Общее похолодание климата фиксируется в хорошо известных изотопных событиях GICE (Guttenberg isotopic carbon excursion) и NICE (Hirnantian isotopic carbon excursion) [6] (рис. 1в). Предполагается, что отражением этих глобальных гидрологических и климатических изменений может являться и проявление фосфоритонакопления в изучаемых отложениях верхнего ордовика.

Литература

1. Мяжкова Е.И., Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро. Новосибирск: Наука, 1977. 176 с.
2. Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока / Отв. ред. Ю.Н. Занин, В.Г. Матухина. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 191 с.
3. Покровский Б.Г., Зайцев А.В. и др. Геохимия изотопов С, О, S, Sr и хемостратиграфия отложений ордовика в разрезе р. Мойеро, север Сибирской платформы. Литология и полез. ископаемые. 2018. № 4. С. 310–336.
4. Pope M.C., Steffen J.B. Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? // *Geology*. 2015. V. 31(1). P. 63–66.
5. Lenton T.M., Crouch M., Johnson M. et al. First plants cooled the Ordovician // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5. P. 86–89.
6. Saltzman M.R., Young S.A. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia // *Geology*. 2005. V. 31(2). P. 63–66.
7. Dronov A.V., Kanygin A.V., Timokhin A.V. et al. Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // *Paleontological Journal*. 2009. V. 43. № 11. P. 1477–1497.
8. Dronov A.V. Ordovician sequence stratigraphy of the Siberian and Russian Platforms // *Stratigraphy & Timescales. Special Issue / Advances in Sequence*

Stratigraphy. Advances in Sequence Stratigraphy. Volume 2 / Ed. M. Montenari. Netherlands, Amsterdam: Elsevier, 2017. P. 187–241.

9. *Rasmussen, C.M.Ø., Ullmann C.V., Jakobsen K.G. et al.* Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging Mid Ordovician icehouse // *Sci. Rep.* 2016. № 6. P. 1–9. 18884. <https://www.nature.com/articles/srep18884>

А.В. Лютиков¹, П.В. Медведев¹

Палеопротерозойские микробиалиты: современные методы изучения на примере строматолитов Карелии

Микробиалиты – это биогенно-осадочные отложения (строматолиты и онколиты), образованные комплексом процессов при участии микробных сообществ [7] и сложных осадочных процессов [11]. Они имеют самую продолжительную летопись в истории Земли, по сравнению с другими группами фоссилий [10]: известны с архея и существуют ныне. В палеопротерозое, после кислородной катастрофы, случившейся 2.5 млрд лет назад, микробиалиты впервые достигли широкого распространения и разнообразия на Земле [4, 5]. Местонахождения данного возрастного комплекса известны в России (ятулий и его аналоги на Фенноскандинавском щите, акитканская серия в Сибири), в Китае (надсерии Хуго и Чен-чен), в Индии (серии Аравалли и Каддапах), в Австралии (серии Ирахиди и Гленгарри), и в Северной Америке (серии Анимики, Белгер, Эупорт, Кенниапеску и др.) (рис. 1). Слоистые микробиалиты, называемые строматолитами и имеющие общепризнанное биогенное происхождение, доминируют среди фоссилий докембрийского возраста [12, 1].

На территории современного Фенноскандинавского щита экспансия микробиалитов произошла в палеопротерозое после гуронского оледенения (2.4–2.3 млрд лет назад) и, по-видимому, связана с основной фазой развития внутриконтинентальных рифтов и формированием нескольких карбонатных платформ [8]. С точки зрения палеогеографии экспансия совпадает с широким распространением мелководных бассейнов доломитонакопления. Эти бассейны развивались в двух разных палеотектонических обстановках: мелководные карбонатные платформы и многочисленные рифтовые озера, однако строматолиты обильно представлены в обеих обстановках [9]. Примерами являются окаймлённый карбонатный шельф

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия



Рис. 1. Карта-схема местонахождений палеопротерозойских микробиацитов

(зеленокаменный пояс Каликс на западе Финляндии), карбонатная толща рифтового озера (куэтсъярвинская свита Печенги) и мелководная эвапоритовая карбонатная платформа Онежского палеобассейна (Карелия), где микробиациты, образующие устойчивые ассоциации построек, установлены в разрезе карбонатной толщи ятулия возрастом около 2.1 млрд лет. Выявленная стратиграфическая приуроченность ряда микробиацитарных ассоциаций, главная роль в которых отводится строматолитам, дает возможность достаточно детального расчленения ятулийских карбонатных толщ и прослеживания их на значительные расстояния [1, 2].

Оценивая латеральное распространение изученных микробиацитов, можно выделить 4 основных провинции (рис. 2), в каждой из которых намечены ареалы отдельных микробиацитарных ассоциаций:

1. Южно-Карельская провинция, охватывающая острова Онежского озера и территорию, прилегающую к нему с запада и северо-запада. Здесь описаны наиболее полные разрезы ятулия, позволяющие выделить 6 био-стратиграфических подразделений [3]. Особо выделяется доломитовый разрез на Южном Оленьем острове (18) со строматолитами: *Butinella bo-*

reale, *Calevia olenica*, *Stratifera ordinate*, *Klimetia marginata* и др. Толща, содержащая эти окаменелости (слои с *Butinella*) прослеживается более чем на 100 км. Также хорошо изучена Пялозеро-Сундозерская биостратиграфическая местность (16) со слоями с *Lukanoa*, *Nuclephyton*, *Sundosia*.

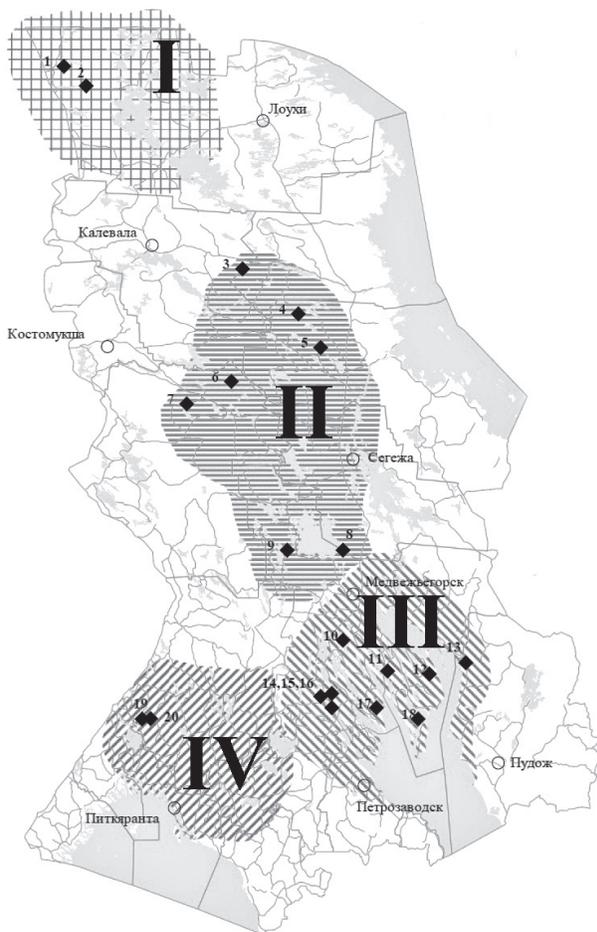


Рис. 2. Карта-схема строматолитовых провинций Карелии.

I – Северо-Карельская; II – Центрально-Карельская; III – Южно-Карельская;
IV – Западно-Карельская.

1 – Соваярви; 2 – Каппа Калио; 3 – Ожиярви; 4 – Юляостров; 5 – Хангасламбина; 6 – Калливо-Пиа; 7 – Большозеро; 8 – Дюльмек; 9 – Северинсаари; 10 – Лижмозеро; 11 – Мунозеро; 12 – Лисицино; 13 – Пальма-1; 14 – Лебединый; 15 – Айгуба; 16 – Пялозеро; 17 – Гангозеро; 18 – Южный Олений о-в; 19 – Соанлахти; 20 – Кинтсиниemi

2. Западно-Карельская провинция – районы северного Приладожья, включая ряд прилегающих с северо-запада участков на территории Финляндии. Ключевой разрез обнажен на восточном побережье оз. Малое Янис-Ярви (19, 20). В доломитах определены строматолиты: *Omachtenia kintsiensis*, *Colonnella carelica*, *Stratifera janisjarvica*.

3. Центральная-Карельская провинция. Занимает по площади значительную часть территории, имея относительно небольшое количество местонахождений с окаменелостями. Границы провинции достаточно условны. Наиболее богатый строматолитами разрез описан на острове Дюльмек, оз. Сегозеро (8). Здесь собрано 2 вида *Segosia* и *Djulmekella djulmekensis*.

4. Северо-Карельская провинция выделена по ряду местонахождений с проблематичными строматолитами, нуждающимися в более точной идентификации. Это обнажения по берегам озер Паанаярви (2), Сояварви (1), Кукаозеро, а также ряд соседних доломитовых выходов на территории Мурманской области и Финляндии.

Для детального исследования морфологии обнаруженных палеонтологических объектов используется оптическая и электронная (СЭМ, ТЭМ) микроскопия. Остаточное органическое вещество (углерод) изучается методом спектроскопии комбинационного рассеивания (РАМАН). Вещественный состав микробиацитов и вмещающей породы определяется высокоточными методами анализа: рентгенофлуоресцентного (XRF) для петрогенных элементов и методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP MS) для редких и рассеянных элементов. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренные в карбонатных породах, дают информацию для реконструкции условий осадконакопления и формирования микробиацитов, а также для определения степени диагенеза пород. Данный подход позволяет связать выявленные геохимические вариации с проведенными геологическими наблюдениями: состав отдельного строматолитового наслоения с общей морфологией постройки и условиями осадконакопления; строение микрофоссилии с минеральным составом вмещающей породы, и исключить постметаморфические артефакты. В таком случае можно будет судить о древнейших биологических процессах на геохимическом уровне.

Для воссоздания морфологических особенностей строматолитовых построек используется программное обеспечение для 3D-визуализации (Blender). Данные для моделирования получают путем распила образцов на тонкие пластинки (метод графического препарирования).

Большинство ассоциаций микробиацитов имеет достаточно ограниченные ареалы, не выходящие за пределы контуров палеобассейна или каких-то его участков. Тем не менее, отдельные микробиациты могут быть прослежены на территории Карельского кратона достаточно далеко. Пред-

ставляется перспективным провести сравнительное изучение, в первую очередь, раннепротерозойских сообществ Финляндии и Карелии. Уже сейчас можно говорить об элементах сходства, например, некоторых построек Рантамаа и Соанлахти. В настоящее время проводится изучение кернового материала скважин. В ряде случаев выявляются новые микробииалиты. Это позволяет существенно пополнить таксономический состав, а также уточнить контуры провинций. Благодаря геохимической характеристике среды строматолитообразования и карбоната накопления ряда фациальных обстановок в палеопротерозое восточной Фенноскандии (территории Карелии и Кольского полуострова), полученные данные будут скоррелированы с глобальными событиями криптозойской истории Земли, проявленными как на Фенноскандинавском щите, так и на других докембрийских кратонах мира.

Литература

1. Макарихин В.В., Кононова Г.М. Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука, 1983. 180 с.
2. Макарихин В.В., Медведев П.В., Рычанчик Д.В. Роль биотического фактора в ятулийском седиментогенезе // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Материалы Всероссийской конференции 12–15 декабря 2007 г. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2007. С. 241–245.
3. Сацук Ю.И., Макарихин В.В., Медведев П.В. Геология ятулия Онего-Сегозерского водораздела. Л.: Наука, 1988. 96 с.
4. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 1. Северная Евразия, Китай и Индия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 1. № 6. С. 10–32.
5. Семихатов М.А., Раабен М.Е. Динамика глобального разнообразия строматолитов протерозоя. Статья 2. Африка, Австралия, Северная Америка и общий синтез // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 1. С. 26–54.
6. Awramik S.M., Grey K. Stromatolites: biogenicity, biosignatures and bioconfinement // Proceedings of SPIE. 2005. V. 5906. P. 1–9. <https://awramik.faculty.geol.ucsb.edu/pubs/AWRA0500.pdf>
7. Burne R., Moore L. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities // *Palaios*. 1987. V. 2(3). P. 24–254.
8. Melezhik V.A., Hanski E.J. Litho- and chronostratigraphy of the Paleoproterozoic Karelian formations // The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project / Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1 / Eds V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick *et al.* Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 39–110.
9. McLoughlin N., Melezhik V.A., Brasier A.T., Medvedev P.V. Palaeoproterozoic stromatolites from the Lomagundi-Jatuli interval of the Fennoscandian Shield //

The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project / Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1 / Eds V.A. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick *et al.* Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 1297–1405

10. *Riding R.* Classification of microbial carbonates // Calcareous algae and stromatolites. / Ed. R. Riding. Berlin: Springer-Verlag, 1991. P. 21–51.

11. *Riding R.* The term stromatolite: Towards an essential definition. // *Lethaia*. 1999. V. 32 P. 321–330.

12. *Walter M.R.* Stromatolites: the main geological source of information on the evolution of the early benthos // *Early Life on Earth, Nobel Symposium* / Ed. S. Bengtson. New York: Columbia University Press, 1994. V. 84. P. 270–286.

Т.В. Майдль¹, М.С. Нечаев¹

Палеокарст, термальный карст нижнедевонских карбонатных резервуаров Тимано-Печорской провинции: характер проявления и диагностика

Карстом принято называть проявление геологических процессов, приводящих к растворению горных пород природными водами. Спелеогенез характеризуется в основном локализованными эффектами растворения, в отличие от диффузного растворения в микропористой среде, приводящего к формированию пор и пустот выщелачивания. По условиям питания и циркуляции подземных вод выделяют два типа карстовых систем – гипогенные и эпигенные, отличающиеся также гидродинамическими, гидрохимическими и термальными условиями формирования.

В строении карбонатных резервуаров нижнего девона Тимано-Печорской провинции установлено присутствие эпикарстовых систем, сформированных под действием метеорных вод и пространственно связанных с областями региональных перерывов – среднедевонского и предфранского. Традиционно с ними связывают и развитие кавернозно-трещинных типов коллекторов в залегающих под несогласиями породах комплекса. Однако как показали исследования разрезов обнажений и керн скважин [1, 3, 6], девонский карст представлен карстовыми брекчиями, продуктами обрушения, аллювиальными и элювиальными осадками. Уплотнение толщ при

¹ Институт геологии имени академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

погружении разрушило большую часть пустотности пещер и карстовых каналов, и значительно снизило качество коллекторов.

Типичными представителями девонского поверхностного и погруженного эпикарста являются разнообразные карстовые брекчии, залегающие ниже поверхности перерыва, локализуясь на разных уровнях нижнедевонского разреза в зависимости от растворимости пород и глубины проникновения среднедевонских эрозионных врезов, фиксировавших положение уровня фреатических вод [2]. Типичными представителями эпикарстовой системы являются также трещины и пустоты, частично или полностью заполненные «зеленой глиной», элювием, заполнявшим тупиковые трещины и поры, в отличие от магистральных трещинных путей. Менее проявлены наложенные на зону первичного карста каверны, с красно-оранжевой или красно-коричневой богатой железом мелкообломочной массой элювиальных продуктов, локально и слабо цементированных [4].

Погребение данной системы негативно сказалось на коллекторских свойствах пород с горизонтами карстовых брекчий, которые при сравнительно высоких значениях общей пористости практически непроницаемы. Вместе с тем с диффузными процессами на границе вадозной и фреатической зоны связано, очевидно, положение пород-коллекторов с улучшенными емкостно-фильтрационными свойствами в результате интенсивного развития пор и каверн выщелачивания-доломитизации. Сложенные подобными коллекторами пласты могут быть удалены от поверхности размыва на десятки или первые сотни метров, и демонстрируют довольно стабильную для каждой конкретной площади глубину. Примечательно, что распространение трещин и каверн с «зеленой глиной» достигают тех же значений, фиксируя глубину врезов и положение древних водоносных комплексов.

Морфологические и минералогические особенности проявления вторичных преобразований пород-коллекторов в разрезах обнажений и в ядрах скважин дают основание предполагать значительное участие в их образовании гидротермальных вод, поступавших по трещинным зонам из погруженных подстилающих отложений и участвующих в формировании системы глубинного карста или термокарста. Развитие этого типа карста, вероятно, было приурочено к основным для провинции рубежам тектогенеза Р/Т – Т/Ј, сопровождавшихся формированием проницаемых трещинных зон и раскрытием ранее «закрытых» глубинных водно-углеводородных систем. Переформатирование пустотного пространства пород обусловлено поступлением в верхние этажи агрессивных растворов, обогащенных продуктами термальной деструкции органики и сульфатредукции CH_4 ; H_2S ; CO_2 . Отмечаются также процессы дедоломитизации и окремнения. Растворение/осаждение карбонатов сопровождалось также обильными скоплениями пирита в зоне брекчий, реже образованием зе-

рен сфалерита, флюорита, иногда сидерита и гипса. Вновь образованные пустоты частично или полностью заполнялись средне- крупнозернистым зональным ромбоэдрическим и «седловидным» доломитом, твердым битумом, кальцитом, но приуроченность термокарста к полостям протяженных трещин значительно повышает фильтрацию флюидов в толще и связанность пластов коллекторов в резервуаре.

Показателями генетической принадлежности процессов к пресноводному эпикарсту или термальному гипокарсту могут служить данные о стабильных изотопах углерода и кислорода. Однако, опыта применения изотопии для диагностики карста на сегодняшний день недостаточно для выработки критериев его генетической принадлежности. Эпигенная карстификация обычно не приводит к изменению вмещающих карст карбонатных пород, т. к. формирование карста не предполагает длительного взаимодействия инфильтрационных водных потоков с растворяемыми ими породами.

Гипогенный спелеогенез включает образование структур проницаемости, увеличивающейся под действием растворов, которые поступают с восходящими флюидами и приобретают кислотность из глубинных источников. Однако идентификация былой гипогенной активности по изотопным данным остается сложной задачей.

В разрезе лохковского горизонта, вскрывающегося по ручью Дэршор, крупнозернистый доломит прожилков термального карста показывает, по сравнению с доломитом эпикарстовой диффузной доломитизации, более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ – на 0.0–1 до 5‰, и $\delta^{18}\text{O}$ – на 1–3 до 6–7‰. Наибольшее облегчение фиксируется в пробах пород, расположенных близ зон трещиноватых пород. Совокупность проб доломитов крупнозернистых демонстрирует значимую ковариацию, в эпикарстовом доломите линейная связь между параметрами отсутствует. Подобные результаты получены [7]. В результате исследования карстовых пещер авторами было показано, что гипогенный карст *в известняках* может приводить к изменениям изотопных параметров в ореоле шириной до нескольких сантиметров, и характеризуется обеднением кальцитов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ на 12‰ и 15‰ соответственно. А *в доломитовых толщах* эти процессы не сопровождалась изменениями изотопного состава С и О, но могли приводить к дедоломитизации.

Эпикарст, по результатам наших исследований толщ карстовых брекчий нижнего девона, не сохраняет изотопных признаков пресноводного диагенеза, которые, согласно [5], характеризуются изменениями $\delta^{13}\text{C}$ в широких пределах при относительно постоянных значениях $\delta^{18}\text{O}$. В изученных нами разрезах обычно наблюдается противоположная картина, и значительным изменениям подвержены либо $\delta^{18}\text{O}$, либо оба параметра. В общем случае эти параметры демонстрируют либо достаточно выраженную ковариацию, либо практически полное ее отсутствие. Обычно

наблюдается именно последний случай, однако при генетической неоднородности данных выборки могут демонстрировать ложные ковариации, возникающие между разнородными группами пород и отдельными пробами. Например, пробы не затронутых изменениями известняков и пробы вторичных доломитов займут диаметрально противоположные поля в координатах $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, формируя значимую ковариацию. Ковариация же внутри этих групп значительно отличается от межгрупповой связи, а может и вовсе отсутствовать.

Наличие сильной линейной ковариации между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ считают отличительной особенностью зон смешения вод [8], однако причина явления не всегда понятна. Возможно, ковариация возникает в результате суммы кинетических и равновесных процессов в системе взаимодействующих растворов и пород. Смешение растворов различной природы является основным механизмом, запускающим эпигенетические процессы, и, в частности, процессы термального глубинного карста. Возможно, выявление сильных ковариационных связей может свидетельствовать о проявлении и наложении процессов обеих карстовых систем.

Литература

1. Душин А.С., Мельников А.В., Федоров А.И., Рыкус М.В. Новая флюидодинамическая модель карбонатного коллектора месторождения им. П. Требса на основе синтеза геологических и промысловых данных // Нефтегазовое дело. 2016. Т. 14. № 2. С. 13–23.
2. Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. Симферополь: Сонат, 2009. 112 с.
3. Майдль Т.В., Жемчугова В.А., Наумчев Ю.В. Геохимические предпосылки выделения предфранского несогласия в девонском разрезе Тимано-Печорского осадочно-породного бассейна // Вестник ИГ Коми НЦ УрО. 2018. № 9. С. 30–38.
4. Нечаев М.С. Особенности проявления предфранского перерыва (несогласия) в разрезе ручья Дэршор // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Материалы 26-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2017. С. 158–162.
5. Allan J.R., Matthews R.K. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis // Sedimentology. 1982. № 29(6). P. 797–817.
6. Lapointe Ph., Bogatsky V.I., Martynov A.M. Example of Lower Devonian Karstified Fields, Gamburtsev Swell // Geology of the Devonian System: Proceedings of the International Symposium. Syktyvkar: Geoprint, 2002. P. 271–272.
7. Spötl C., Düblyansky Y., Koltai G. et al. Stable isotope imprint of hypogene speleogenesis: lessons from Austrian caves // Chem. Geol. 2021. V. 572. P. 120–209.

8. Swart P.K., Oehlert A.M. Revised interpretations of stable C and O patterns in carbonate rocks resulting from meteoric diagenesis // *Sediment. Geol.* 2018. № 364. P. 14–23.

А.В. Маслов¹

Высококалиевые красноцветы и отложения карагасской серии (Бирюсинский выступ Сибирской платформы): аркозы и псевдоаркозы

На территории Бирюсинского выступа Сибирской платформы описаны своеобразные красноцветные высококалиевые ($K_2O - 5...14$ мас.%) породы [1–3], резко отличающиеся по составу от кварцевых и полевошпатово-кварцевых пород карагасской серии, в полосе отложений которой они выходят на дневную поверхность, но не имеют с ними непосредственных контактов. Данные рентенофазового анализа указывают на преобладание в них калиевых полевых шпатов (КПШ, 45–65%) над кварцем (10–35%) и полное отсутствие плагиоклаза (т.е. формально это – аркозы). В песчаниках карагасской серии, напротив, доминирует кварц, а наряду с КПШ в большом количестве присутствует и плагиоклаз. Исследование высококалиевых красноцветов с помощью СЭМ показало, что для них характерны неокатанные лито- и кристаллокласты (зональные КПШ). Это предполагает отсутствие водной транспортировки подобных образований в бассейне седиментации, тогда как в песчаниках карагасской серии все компоненты каркаса хорошо окатаны. Особенности химического и минерального состава указанных пород и ряда слагающих их минералов позволили авторам работы [2] сделать вывод, что формирование их шло на фоне и за счет продуктов эксплозивного высококалиевого вулканизма. Соответственно, высококалиевые красноцветы являются не аркозами в их традиционном понимании, а, скорее, могут быть названы псевдоаркозами – породами, сложенными вулканомиктовым материалом.

Известно, что валовый химический состав аркозов достаточно хорошо отражает их минеральный состав [6]. Состоящие преимущественно из кварца и более 25% полевых шпатов, аркозы характеризуются заметным содержанием SiO_2 (70–85%), Al_2O_3 (7–14%) и K_2O (3–6%). При присутствии в каркасе песчаников 35% ортоклаза содержание Al_2O_3 и K_2O

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

в них составляет соответственно 6.5 и ~6 мас.%, а содержание оксида кремния – около 87 мас.%. При наличии в аркозах кальцитового цемента существенным их компонентом становится CaO. Присутствие в аркозах плагиоклазов ведет к росту содержания Na₂O. В отличие от граувакк, содержание K₂O в аркозах (при доминировании среди полевых шпатов обломочных ортоклаза или микроклина) обычно существенно выше, чем содержание Na₂O.

В монографии [5] приведен химический состав ряда хорошо известных специалистам аркозов и субаркозов. Так, например, аркозы шотландского торридона (53% нормативного полевого шпата), характеризуются содержанием SiO₂, Al₂O₃, K₂O и Na₂O соответственно 75.8, 1.74, 4.5 и 2.4 мас.%. Аркозы норвежского спарагмита обладают содержанием SiO₂, Al₂O₃, K₂O и Na₂O 80.9, 7.6, 4.8 и 0.6 мас.%. В шотландских аркозах (Old Red Sandstone) содержание перечисленных оксидов составляет 73.3, 11.3, 6.2 и 2.3 мас.%. Аркозы формации Портленд надсерии Ньюарк, США содержат около 70 мас.% SiO₂, 13.2 мас.% Al₂O₃, 3.3% K₂O и 5.4 мас.% Na₂O; количество нормативного полевого шпата в них 74%. Содержание SiO₂ в субаркозах (12% нормативного полевого шпата) девонской формации Розбрей, Шотландия, составляет 92.1 мас.%, а содержание оксидов алюминия, калия и натрия – 13.2, 0.7 и 0.1 мас.%. Субаркозы пермской формации Уайтхорс, Канзас, США содержат 85.7 мас.% SiO₂, 6.8 мас.% оксида алюминия, а также 2.2 мас.% K₂O и 1.2 мас.% Na₂O.

На широко используемых для классификации песчаников по валовому химическому составу диаграммах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ [6] и $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [5] поля аркозов характеризуются следующими рамками: $0.5 < \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1.0$ и $-0.2 < \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) < -1.4$, а также $0.6 < \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) < 1.1$ и $0.1 < \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}) < -0.9 \dots -1.0$. На диаграмме K₂O–Na₂O [6] большинство обычных аркозов расположено в поле со значениями K₂O/Na₂O > 1, однако те, в которых доминируют плагиоклазы, попадают в поле граувакк (K₂O/Na₂O < 1).

Фигуративные точки высококалийевых красноцветов Бирюсинского Присяянья, обладая значениями $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) < -1.6$, расположены на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ вне области аркозов. Свойственные им величины $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$, напротив, хорошо соответствуют тем, что присущи большинству аркозовых песчаных ассоциаций различного возраста. В то же время средние точки состава обычных аркозовых ассоциаций (айская свита нижнего рифея, могилев-подольская серия венда, «калифорнийские аркозы», эоцен–олигоцен, формации Minturn и Sangre de Cristo, пенсильваний–пермь, формация Altendorf, нижний триас, серия Торридон, неопротерозой, палеогеновые аркозы Центрального массива, надсерия Newark, верхний триас–нижняя юра и др.) на данном графике сосредоточены в основном в стандартных областях лититов и аркозов;

единичные точки можно видеть в областях граувакк, субаркозов и сублититов. Только поля бирьянских песчаников зильмердакской свиты Урала и песчаного матрикса тиллитов Port Askaig, надсерия Дальред, Шотландия имеют перекрытие с полем высококалиевых красноцветов.

Отсутствие в составе классификационных параметров диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ оксида натрия ведет к тому, что фигуративные точки высококалиевых красноцветов расположены на ней заметно ближе к полям аркозов и ассоциирующих с ними пород, хотя основная масса последних все же имеет несколько более высокие величины $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$. Таким образом, специфическое положение высококалиевых красноцветов на рассмотренных нами диаграммах связано, скорее всего, не с выносом натрия, а с его первоначальным почти полным отсутствием и весьма высокими концентрациями в указанных образованиях оксида калия.

На диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ точки высококалиевых красноцветов Бирюсинского Присяянья, характеризующихся средним содержанием Na_2O 0.08 ± 0.03 мас.%, расположены практически вдоль оси K_2O в интервале от 4.8 до 13.3 мас.% оксида калия. Ни одно поле аркозов и ассоциирующих с ними песчаников из нашего банка данных, за исключением полей песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты и песчаников нижнепалеозойской формации Araba, Восточный Синай, Египет, не имеет сходного расположения на данном графике. Песчаники бирьянской подсвиты зильмердакской свиты – это преимущественно субаркозы, содержание оксида калия в которых варьирует от менее 1 до 7.5 мас.%, а содержание оксида натрия находится в пределах 0.05–0.3 мас.%. Песчаники формации Araba имеют среднее содержание Na_2O 0.22 ± 0.08 (минимум – 0.1, максимум – 0.4 мас.%), а K_2O – 3.3 ± 1.6 мас.% (минимум – 0.2, максимум – 6.1 мас.%).

По химической классификации осадочных горных пород [4] высококалиевые красноцветы Бирюсинского Присяянья близки таксону аномально-щелочных пород/калиевых алкалитов. Породы, принадлежащие этому таксону «только отчасти» представлены «осадочными породами (но они специфичны и могут, например, быть щелочными туфами)» [4, стр. 45–46]. Порогом для выделения указанного типа является величина суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) > 8 мас.%. Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [4, стр. 50] подчеркнуто, что в указанный тип «...попадают не очень распространенные, но зато весьма специфичные седиментиты с совершенно определенной генетической нагрузкой, например щелочные туфы и продукты их перерождения в эпигенезе ... условие 8% суммы щелочей требует присутствия в породе не менее чем (в %): альбита – 74.0, ортоклаза или микроклина – 47.6, мусковита – 67.8». В рассматриваемом нами случае параметр $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{среднее}}$ равен 9.5 ± 2.1 мас.%, минимальное его значение

для всей выборки составляет 4.9, а максимальное достигает 13.4 мас.%. Для типичных аркозов (меловые красноцветы Ферганы, аркозы терской свиты, удоканской серии, иотния, торридона и др.) среднее значение суммы щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) заметно ниже (6.3 ± 1.6 мас.%). Среднее значение гидролизатного модуля (ГМ) для высококалийевых красноцветов составляет 0.24 ± 0.07 , а титанового модуля (ТМ) равно 0.0437 ± 0.009 . Используемая для сравнения выборка аркозов характеризуется величиной $\text{ГМ}_{\text{среднее}}$ равной 0.16 ± 0.03 , а параметр ТМ для нее составляет 0.033 ± 0.016 . Это существенно выше приводимых в работе [4] величин ТМ для туффитов, содержащих кислую пирокластику, но может быть следствием присутствия в рассматриваемых нами образованиях продуктов щелочного высококалийевого (трахитового) вулканизма. На диаграммах ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – ГМ преобладающая часть точек высококалийевых красноцветов Бирюсинского Присяянья достаточно хорошо отграничена от точек референтных аркозов по сумме щелочей. На диаграмме ГМ – ТМ различие между полем точек состава высококалийевых красноцветов и обычными аркозами выражено менее ярко.

Таким образом, несмотря на определенное, но все же далеко не существенное, сходство по валовому химическому составу с обычными аркозами, а также наличие в каркасе большого количества КПШ, высококалийевые красноцветы Бирюсинского Присяянья обломочными породами не являются. Это скорее некие псевдоаркозы – (вулканомиктовые) породы, в которых КПШ имеют не терригенное, а пирогенное происхождение, то есть представляют кристаллокластику, поступавшую в значительном количестве в осадки во время эпизодов эксплозивного калиевого вулканизма [2]. Ранее уже было высказано мнение, что: «Происхождение и время образования этих пород не позволяют соотносить их с нормально-осадочными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагаской серии, которые накапливались при пассивном тектоническом режиме в пределах Бирюсинского Присяянья» [2, стр. 61]. Приведенные выше данные подтверждают эти представления.

Автор искренне признателен за помощь в проведении исследований Е.Ф. Летниковой, С.И. Школьник и А.В. Иванову.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (грант 19-17-00099).

Литература

1. *Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Жмодик С.М.* Высококалийевый магматизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского

подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 133–135.

2. *Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А. и др.* Высококалийевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присяянье) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. С. 55–62.

3. *Федерягина Е.Н., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.* Минеральный состав вендской щелочной пирокластики Бирюсинского Присяянья // Вопросы естествознания. 2018. № 1(15). С. 141–148.

4. *Юдович Я.Э., Кемпис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

5. *Pettijohn F.J.* Sedimentary Rocks. New York: Harper and Row, 1975. 628 p.

6. *Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and Sandstone. New York: Springer-Verlag, 1972. 618 p.

Е.И. Махиня¹, Е.В. Карелина²

Литологические особенности пород олигоцен-миоценовой черноморской серии (междуречье Мзымты и Хосты, район Большого Сочи)

В междуречье Мзымты и Хосты обнажены породы олигоцен-миоценовой черноморской серии. В сводном разрезе черноморской серии здесь выделяют мацестинскую, хостинскую, сочинскую свиты, объединенные образования мысовидненской и кудепстинской свит, а также адлерскую свиту [1].

Мацестинская свита (до 500 м) образует основание разреза черноморской серии. Свита залегает на южном крыле Ахштырской антиклинали, где слагает узкую полосу З-СЗ простираения и образует обширные поля на северном крыле этой антиклинали (рис. 1). В строении разреза свиты участвуют песчаники (15%), алевролиты (5%) и глины (80%). Кроме того, в разрезе свиты присутствуют горизонты «перемятых» песчано-глинистых, реже – карбонатных пород, содержащих большое количество глыб, валунов и дресвы. Мацестинская свита согласно залегает на верхнеэоценовой ахштырской свите [1].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский университет дружбы народов, Москва, Россия

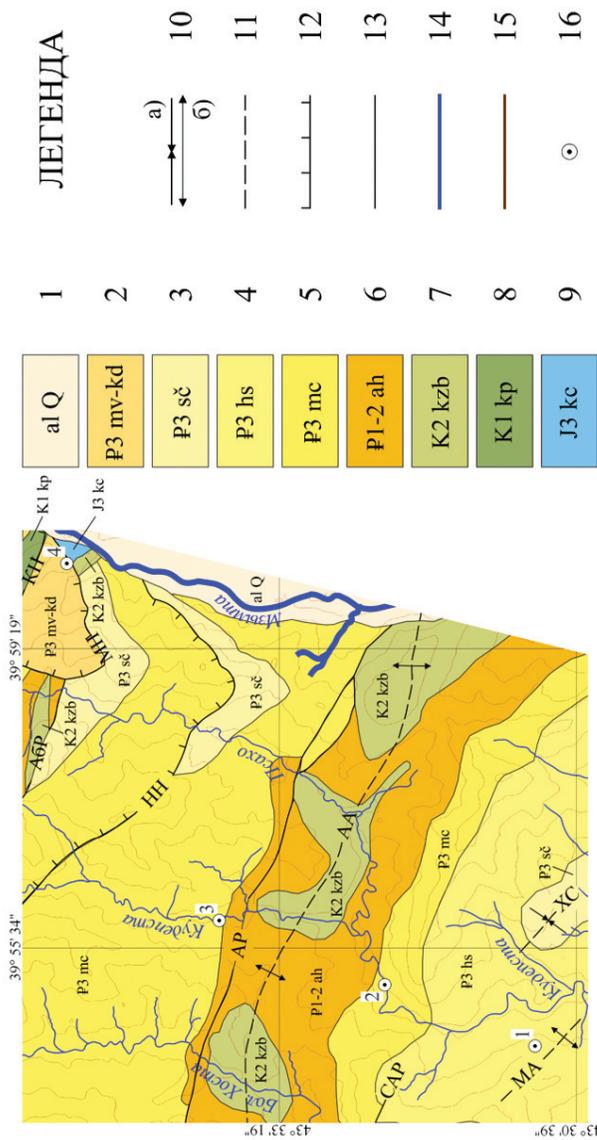


Рис. 1. Геологическая схема междуречья Хосты и Мзымты (по [1]) и точки отбора образцов.

1 – Современные аллювиальные отложения реки Мзымта (al Q); 2–5 – черноморская серия: 2 – мысовиденская-кудепстинская свита (P₃mv-N1kd); 3 – сочинская свита (P₃ sc); 4 – хостинская свита (P₃ hs); 5 – мацестинская свита (P₃ mc); 6 – ахштырская свита (P₁₋₂ ah); 7 – казачебродская свита (K₂ kzb); 8 – турон-коньякская толща (K₂ kp); 9 – кацирхская свита (J₃ kc). 10–11 складчатые структуры: 10 – синклинали (а) и антиклинали (б); 11 – оси складчатых структур (МА – Мзымтинская антиклиналь, ХС – Херотинская синклинали, АА – Ахштырская антиклиналь); 12 – надвиговые нарушения (НН – Навагинский надвиг, МН – Монастырский надвиг); 13 – прочие разрывные нарушения неустановленного типа (АР – Ахштырский разлом, САР – Северо-Ахунский разлом, АБР – Абазинский разлом, КН – Кудепстинский разлом); 14 – реки; 15 – горизонтали рельефа, кратные 100 м; 16 – точки отбора образцов

Хостинская свита (до 320 м) слагает обширное поле развития северо-западного простирания в бассейне реки Кудепсты. Здесь породы хостинской свиты деформированы в серию сопряженных складок (мзымтинская антиклиналь и херотинская синклиналь). Разрез хостинской свиты представлен чередованием песчаников (80%), алевролитов (5%) и слаболитифицированных карбонатных глин (15%). В подошве некоторых пластов песчаников залегают маломощные линзы гравелитов с неопределимым углефицированным растительным детритом [1]. В верхах разреза свиты количество песчаных прослоев уменьшается, а роль глин – возрастает [3].

Сочинская свита (800 м) слагает ядро Херотинской синклинали, а также развита на северном, осложненном серией надвигов (Навагинским и Монастырским), крыле Ахштырской антиклинали. Разрез сочинской свиты представлен чередованием черных и серых глин с прослоями алевролитов и песчаников (до 3–5%) [1].

Объединенные мысовидненская и кудепстинская свиты (до 600 м) слагают аллохтон Монастырского надвига (см. рис. 1) и представлены слоистыми серыми глинами с тонкими пластами алевролитов и содержащих конкреции сидерита слаболитифицированных песчаников, расслоенных линзами пестроцветных глин и конгломератов [3].

В долине реки Кудепсты отобраны образцы песчаников из хостинской (обр. 1) и мацестинской (обр. 2, 3) свит. В правом борту долины р. Мзымта в обнажении мысовидненской-кудепстинской свит был отобран четвертый образец песчаника (обр. 4).

Образец 1. Песчаник аркозово-кварцевый [2]. Обломочная часть составляет до 85% объема породы, преобладают обломки размером от 0.15 до 0.2 мм, редко до 0.5 мм. Порода хорошо отсортирована ($S_0 = 1.23$; $S_k =$

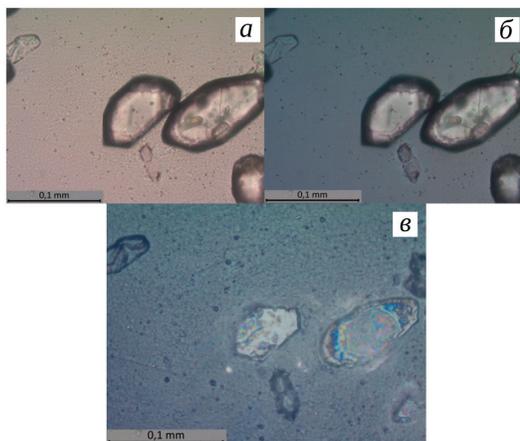


Рис. 2. Микрофотографии двух типичных зерен детритовых цирконов (оптический микроскоп): а – в параллельных николях, б – в скрещенных николях, в – в отраженном свете

0.44; где S_0 – коэффициент отсортированности, а S_k – коэффициент симметрии кривой распределения фракций). Обломки слабо- и полуокатанные, представлены кварцем (50%), полевыми шпатами (30%) и обломками пород (20%). В породе отмечены единичные, неравномерно распределённые карбонатные оолиты диаметром до 0.5 мм, с радиально-лучистым концентрическим строением. Часто ядрами оолитов являются мелкие обломки кварца. Обломочные зерна и оолиты сцементированы (15%) тонкодисперсной кальцит-хлоритовой массой, заполняющей поры.

Образец 2. Известковистый песчаник глинисто-алевритовый, мелкозернистый, граувакково-кварцевый [2, 4]. Обломочная часть составляет до 75% объема породы, размер преобладающих обломков от 0.10 до 0.15 мм, редко до 0.5 мм. Порода хорошо отсортирована ($S_0 = 1.34$; $S_k = 0.36$). Обломочные зерна полуокатанные, представлены кварцем (60%), полевыми шпатами (15%) и обломками пород (25%). В породе также отмечены единичные неравномерно распределённые карбонатные оолиты (0.2 мм), с радиально-лучистым концентрическим строением. Присутствует неравномерно распределенный и беспорядочно ориентированный в породе раковинный детрит (до 0.25 мм). Обломки и оолиты сцементированы (15%) тонкокристаллическим карбонатным веществом (цемент заполнения пор).

Образец 3. Известковистый песчаник мелкозернистый граувакково-кварцевый [2]. Обломочная часть составляет до 60% объема породы; размер преобладающих обломков от 0.10 до 0.15 мм, редко от 0.05 мм до 0.5 мм. Порода хорошо отсортирована ($S_0 = 1.26$; $S_k = 0.36$). Обломки полуокатанные; присутствует микрослоистость, подчеркнутая неравномерным распределением цементирующей массы. Обломочные зерна представлены кварцем (50%), полевыми шпатами (10%), обломками пород (40%) и раковинным детритом (до 0.25 мм). Цементирующая масса (40%) карбонатного состава, образует цемент базального типа, корродирующий обломочные компоненты породы.

Образец 4. Известковистый алевролит песчано-глинистый, олигомиктовый кварцевый [2]. Обломочная часть составляет до 50% объема породы, размер преобладающих обломков от 0.05 до 0.10 мм, редко от 0.05 мм до 0.2 мм. Порода хорошо отсортирована ($S_0 = 1.40$; $S_k = 0.24$). Обломки весьма неокатанные, равномерно распределенные в матриксе; присутствует микрослоистость, обусловленная неравномерным распределением пелитового материала. Обломочные зерна представлены кварцем (80%), полевыми шпатами (5%), обломками пород (15%) и раковинным детритом (до 0.05 мм). В породе также отмечены единичные карбонатные оолиты размером до 0.15 мм, с радиально-лучистым концентрическим строением. Обломки и оолиты сцементированы (50%) тонкокристаллическим карбонатным веществом (цемент базального типа). В породе развиты

стилолитовые швы толщиной до 0.1 мм, ориентированные под наклоном к микрослоистости.

Хорошая отсортированность и отсутствие грубообломочных элементов циклов могут указывать на дистальные условия формирования турбидитовых отложений [5]. Процессы катагенеза отражены в редких конформных контактах обломков кварца в образце из хостинской свиты (обр. 1), а также в виде внедрений аутогенного материала внутрь обломков кварца в образце песчаника из мацестинской свиты (обр. 3). Среди постседиментационных преобразований отчетливо проявлена стилолитизация в песчанике из мысовидененской-кудепстинской свит (обр. 4).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколения). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка / В.А. Лаврищев, А.А. Шейков, В.М. Андреев и др. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 430 с.
2. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и западного Верхоянья. М: Изд-во АН СССР. 1962. 235 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).
3. *Меннер В.В.* Региональная стратиграфия и палеонтологические проблемы: Избранные труды. Москва: Наука. 1992. 213 с.
4. *Петтиджон Ф.* Осадочные породы. М.: Недра. 1981. 751 с.
5. *Фролов В.Т.* Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 1984. 222 с.

С.А. Медведева¹

Состав меловых терригенных пород левобережных притоков р. Амур (р. Ситога, р. Лимури)

На окраине востока Азии в мезозое происходили разномасштабные тектонические события. В средней юре закрылся Монголо-Охотский океан. В поздней юре-раннем мелу на некоторых участках плит Евразийской и Фаралон-Изанаги в результате косой субдукции сформировались трансформные окраины [2]. В конце раннего мела реконструируются островные

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

дуги. Граница раннего и позднего мела – становление Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса; поздний мел – формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Исследования проведены в бассейнах р.р. Лимури, Ситога и других левобережных притоков р. Амур в Хабаровском крае в пределах листа М-54-І Государственной геологической карты второго издания (нижнее Приамурье). На этой территории развиты осадочные комплексы мезозойского возраста и позднемезозойско-раннекайнозойские магматические образования. В структурном плане характеризуемый осадочный комплекс входит в состав Приамурской подзоны Западно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы востока Азии [1].

Разрез Приамурской подзоны представлен тремя стратиграфическими подразделениями.

Жорминская толща (K₁žm) состоит из нижней – конгломерато-песчаниковой, мощностью более 770 м, и верхней – песчаниково-алевролитовой, мощностью 450 м, подтолщ. Принятый возраст толщи апт-альб. Фаунистические находки в верхних слоях верхней подтолщи отнесены к среднему-позднему альбу.

Силасинская свита (K₁sl) на жорминской толще залегает согласно. Нижняя подсвита мощностью 650 м сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями конгломератов, песчаников, туфов кислого состава, верхняя – алевролитами и песчаниками в примерно равном соотношении, реже туфами основного состава (мощность 450 м). Виды ископаемых иноцерамов определены как сеноманские. Принятый возраст свиты – альб-сеноман.

Утицкая свита (K₂ut). В утицкой свите преобладают песчаные породы, среди которых присутствуют слои и линзы конгломератов, седиментационных брекчий, лав и туфов основного и среднего состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, известковистых песчаников. Мощность свиты около 730 м. Возраст свиты определяется как сеноман-туронский по находкам остатков морской фауны и флоры.

Образцы пород для исследований отбирались из коренных выходов пород по берегам р. Лимури, залива Ситога, руч. Медвежий, р. Амур, их притоков и в полотно горных выработок. Сформированы две выборки: песчаники и алевролиты. Песчаники мелкозернистые и средне-мелкозернистые массивные, реже неясно слоистые. Они имеют темно-серый, серый цвет, часто с зеленоватым оттенком, известковистые песчаники – голубовато-серый цвет. Песчаники галек из конгломератов утицкой свиты визуально отличаются более светлыми оттенками серого цвета. Во второй выборке преобладают темно-серые и черные алевролиты, небольшая часть проб – это песчаные алевролиты или аргиллиты.

Определение содержаний химических элементов проведено Центральной химической лабораторией ФГУПП «Дальгеофизика» (г. Хабаровск) традиционным методом «мокрой химии» и Лабораторией рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) методом рентгеноспектрального силикатного анализа. Аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова. Концентрации Th, Sc, Co, Zr, La были определены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (аналитики Д.В. Авдеев, В.Е. Зазулина, Л.С. Боковенко). Определение проводилось методом спектрального анализа в аргоновой плазме на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США).

Петрографическое изучение показало, что, по классификации В.Н. Шуртова [3], песчаники соответствуют полевошпатовым грауваккам и аркозам. В песчаниках в целом содержится (мас. %): SiO_2 – 65.0–80.6; TiO_2 – 0.27–0.65; Al_2O_3 – 10.0–15.9; Fe_2O_3 – 1.8–4.6; MgO – 0.2–1.7; CaO – 0.15–4.0; Na_2O – 2.3–4.0; K_2O – 1.2–3.5. В алевролитах меньше чем в песчаниках SiO_2 и Na_2O , но больше TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O . Калий преобладает над натрием (в песчаниках наоборот), но сумма щелочей примерно одинакова. В песчаниках галек, напротив, установлено наиболее высокое содержание SiO_2 , мало Al_2O_3 , MgO , K_2O .

Согласно химической классификации Ф.Дж. Петтиджона – М.М. Хирона [7], песчаники в целом относятся к грауваккам, песчаники галек из конгломератов – лититы и граувакки примерно поровну. Алевролиты классифицируются как глинистые сланцы, часть алевролитов утицкой свиты – как граувакки.

В соответствии со «Стандартом ЮК» [4] описываемые песчаники диагностируются как щелочные натровые миосилиты с нормальной фемичностью и титанистостью (песчаники галек – мио- и нормосилиты), алевролиты – как нормосилиты. Породы петрогенные типа first cycle, с меньшей титанистостью песчаников ($\text{TM} < 0.04$) относительно алевролитов ($\text{TM} > 0.04$).

Анализ данных о вещественном составе изученных пород показывает, что в областях сноса были развиты осадочные породы кислого состава, а также магматические породы кислого и среднего состава.

На диаграммах М.Р. Бхатия [5], построенных на основе содержаний оксидов породообразующих элементов, подавляющее большинство фигуративных точек песчаников располагается в полях активных континентальных окраин и континентальных вулканических дуг. Часть точек песчаников на двух диаграммах находится в поле пассивной континентальной окраины. На диаграммах Бхатия–Крук [6], построенных на основе содержаний малых элементов Th, Sc, Co, Zr, La, наблюдается подобная картина, также и в поле пассивной континентальной окраины и вулканических дуг точек нет.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ [8] практически все фигуративные точки алевролитов и песчаников располагаются в поле активной континентальной окраины.

На диаграмме нового поколения [9] в поле рифтов находится примерно половина фигуративных точек песчаников. Другая половина точек расположена в поле дуг. Точки песчаников галек из конгломератов находятся в поле рифтов, причем они наиболее удалены от коллизионного поля. В поле коллизионной обстановки нет ни одной фигуративной точки.

Заметно, что в локализации фигуративных точек составов пород в полях определенных тектонических обстановок на диаграммах разных авторов ощутимой разницы не наблюдается. В рамках предложенных терминов можно реконструировать формирование осадочной толщи на активной континентальной окраине в разные по интенсивности периоды. Локализация части фигуративных точек песчаников в поле пассивной континентальной окраины может отражать более спокойные периоды. Несомненна связь бассейнов осадконакопления с континентальными вулканическими дугами, которая подтверждается, кроме вещественных параметров пород, наличием слоев и линз туфов и лав. Последние чаще других наблюдаются в разрезах утицкой свиты.

Литература

1. *Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A. et al.* Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // *Gondwana Res.* (на реценз.)
2. *Кайдалов В.А., Анойкин В.И., Беломестнова Т.Д.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Лист М-54-І. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 185 с.
3. *Кириллова Г.Л.* Позднемезозойские - кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // *Геотектоника.* 2005. № 5. С. 62–68.
4. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // *Литология и полез. ископаемые.* 1967. № 5. С. 86–103.
5. *Юдович Я.Э., Керпус М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 480 с.
6. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91(6). P. 611–627.
7. *Bhatia M.R., Keith A.W. Crook.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 92(2). 1986. P. 181–193.

8. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sand and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58(5). P. 820–829.

9. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94(5). P. 635–650.

10. *Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.

С.В. Межеловская¹, А.Д. Межеловский², К.И. Юшин¹

Геохимия циркона из метаосадочных пород кожозерской свиты Ветреного пояса

Рифтогенная структура Ветренный пояс расположена в юго-восточной части Балтийского щита, ограничена Карельским кратоном с юго-запада и Беломорский коллизионным орогеном с северо-востока. В сводном разрезе структуры, по данным [3], выделяются следующие стратиграфические подразделения (снизу–вверх): терригенная токшинская свита, сложенная кварцитами и кварцевыми гравелитами (мощность 300–1500 м); вулканогенная кирпичная, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами (700–1000 м). Выше залегает ряд терригенно-осадочных свит: калгачинская – конгломераты (250 м); кожозерская – аркозовые метапесчаники с примесью туфогенного материала, известняки, доломиты, мергели (400–600 м); виленгская – песчаники, алевролиты и глинистые сланцы (1200–1500 м). Завершает разрез свита Ветреного пояса, сложенная вулканитами коматиитовой серии (преимущественно коматиитовыми базальтами) и туфами основного состава (до 4000 м). Структурно-вещественные комплексы Ветреного пояса претерпели изменения не выше зеленосланцевой фации, это обусловило хорошую сохранность пород и их структурно-текстурных особенностей. Возраст структуры, согласно датировкам коматиитовых базальтов завершающего этапа, отвечает сумийскому надгоризонту палеопротерозоя и лежит, по разным оценкам, в интервале 2410–2405 млн лет [4,10,11], однако в серийных

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия

легендах к государственным геологическим картам последнего поколения [1] суммарный разрез укладывается в 4 надгоризонта палеопротерозоя (от сумия до людиковия включительно), таким образом возраст структуры в настоящее время остается дискуссионным.

Настоящая работа посвящена средней части разреза Ветреного пояса – кожозерской преимущественно терригенно-карбонатной свите. Отложения свиты простираются в широтном направлении (согласно с простираением структуры) в виде широкой полосы от оз. Вингозеро и постепенно выклиниваются у оз. Бол. Чикомоха. В разрезе свиты выделяется три пачки (снизу–вверх): аркозовые метагравелиты, метапесчаники с прослоями туфопесчаников и метавулканитов среднего состава; андезиты, андезибазальты с прослоями туфопесчаников; карбонатосодержащие сланцы с маломощными прослоями известняков и доломитов. На контактах с интрузивными телами базитов развиваются скарноиды и кальцифиры. Суммарная мощность оценивается в 400–600 м, изредка достигая 1000 м. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями разнятся по данным разных отчетов: в одном случае верхний контакт с породами виленгской свиты является постепенным в районе Румангоры [1], в других случаях контакты являются тектоническими [5].

Проведенные авторами полевые исследования и детальная документация реперных обнажений кожозерской свиты, территориально расположенных в труднодоступной центральной части Ветреного пояса (гг. Вингора, Хозега, мысы Плитный и Монастырский), показали следующее: свита является крайне неоднородной по составу: в основании залегают аркозовые, плохо сортированные и местами рассланцованные кварцитопесчаники, фациально переходящие в карбонат-силикатные сланцы. Осадки чередуются с маломощными амфиболитизированными базальтами и серо-зелеными сланцами грауваккового состава. В составе карбонат-силикатных сланцев наблюдается примесь полевых шпатов (до 5%) и мелких зерен кварца (7–10%), а наложенные метаморфические процессы привели к формированию низкотемпературных амфиболов актинолит-тремолитового состава. Базальты и трахибазальты сложены крупными выделениями роговой обманки, плагиоклаза и биотита. По составу кварцитопесчаники смещены в сторону составов полимиктовых песчаников, в них встречаются обломки кислых пород (от 5 до 10%) гравийного размера, основные минералы: кварц (60–70%), кислый плагиоклаз (8–10%), микроклин (5–7%), мусковит (6–8%), в подчиненном количестве находится эпидот (1.5–2%), что может указывать на примесь туфогенного материала. Подобные кварцитопесчаники, расположенные в основании разреза, петрохимически отвечают аркозам, являются незрелыми (ICV–1.3–1.4), что подтверждается и при петрографическом изучении – отсутствие сортировки и окатанности зерен, наличие мелких обломков

магматических пород до 10%. Породы формировались за счет слабо выветрелых источников (CIA–40–50); отношение Fe/Mn 70–85 характеризует прибрежно-морские обстановки накопления первоначальных песчаных осадков.

Из аркозовых кварцитопесчаников была выделена монофракция циркона и проведено U-Pb датирование методом La-ICP-MS (69 зерен). Диапазон возрастов лежит в интервале от 2750 до 2850 млн лет, единичные зерна имеют более древние возраста – до 3225 млн лет, самое молодое зерно относится к палеопротерозою–2464 млн лет. Отношение Th/U для большинства зерен укладываются в интервал 0.2–1.1, что характеризует их как магматические; два зерна имеют аномально низкие величины Th/U–0.03 и 0.08, и вероятно являются метаморфическими.

При анализе полученных аналитических данных было установлено, что подавляющая их часть имеет высокую степень дискордантности, рассчитанную по формуле $D = 100\% \cdot [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$, что указывает на нарушение изотопной системы в цирконе. Для 9 зерен с дискордантностью менее 5% был получен конкордантный возраст 2761 ± 4 млн лет (СКВО = 1.8), который характеризует время формирования пород источника.

При анализе распределения редких земель в цирконе, во всех 69 зернах наблюдается дифференцированное распределение с ростом от легких элементов к тяжелым; отчетливо проявлена Ce положительная и Eu отрицательная аномалии. Такие спектры характерны для циркона магматического генезиса [7]. Отношение Hf/Yb в среднем составляет около 10–15, что типично для гранитоидов, отношение $(\text{Sm}/\text{La})_N$ составляет 12 для большинства зерен, что указывает на обогащение их La. Рассчитанные температуры кристаллизации по Ti в цирконе дали очень широкий диапазон – от 605 до 1153 °C, для 9 конкордантных зерен циркона температура колеблется от 690 до 754 °C, что может соответствовать непосредственной температуре кристаллизации циркона при магматическом процессе. Более высокие температуры, по-видимому, обусловлены интенсивным флюидным воздействием на циркон, в результате которого мог быть привнесён титан, что подтверждается также повышенной концентрацией элементов-примесей [2], и низким значением отношения $(\text{Sm}/\text{La})_N$. На дискриминационной диаграмме $\text{La}-\text{Sm}_N/\text{La}_N$ [9] подавляющее большинство точек тяготеет к области гидротермального циркона, небольшая часть попадает в область пористого циркона, 8 фигуративных точек оказались в области неизменного магматического циркона и именно по ним был получен конкордантный возраст. На дискриминационной диаграмме Y-U/Yb [8, 9] все фигуративные точки расположены в поле континентального происхождения циркона, а большинство точек концентрируются в области континентальных гранитоидов.

Кварцитопесчаникикожозерской свиты формировались в прибрежно-морских условиях на континенте, за счет разрушения близкорасположенного источника. В области питания преобладали породы кислого состава с возрастом близким к 2761 млн лет. В пределах прилегающего Водлозерского домена широко развиты гранитоиды нескольких групп: субщелочные гранодиорит-гранит-лейкограниты, трондьемиты, чарнокиты и эндербиты, нормально щелочные гранит-лейкограниты. Наиболее близкий модельный возраст 2.75 млрд лет имеют гранитоиды первой группы [6], которые и могли выступать в роли потенциального источника сноса при формировании осадков. Подавляющее большинство изученных цирконов имеет нарушенную изотопную систему и претерпели интенсивное флюидное воздействие на позднемагматическом этапе, находясь в составе источника сноса обломочного материала.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснит. записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.
2. *Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
3. *Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др.* Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.
4. *Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикина Е.В.* Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 3–16.
5. *Ракитин И.Ю., Пылаев Н.Ф., Медведев В.А. и др.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на золото и металлы платиновой группы, проведенных на Нименьгской площади в Архангельской области в 2007–2010 гг. ЗАО «Онегазолото», Т. 1. 2010. 227 с.
6. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А.Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
7. *Скублов С.Г., Макеев А.Б., Красоткина А.О. и др.* Изотопно-геохимические особенности циркона из Пижемского титанового месторождения (средний Тиман) как отражение гидротермальных процессов // Геохимия. 2022. Т. 67. № 9. С. 807–829.
8. *Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р.* Редкоэлементный состав дегрированного циркона архейского возраста из ятулийских терригенных пород Фенноскандии // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. № 6. С. 85–100.

9. *Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B. et al.* Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology*. 2007. V. 35. P. 643–646.

10. *Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

11. *Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al.* Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 180. P. 227–255.

О.Ю. Мельничук¹

Геодинамические условия образования кодинского бассейна седиментации (восточный склон Среднего Урала)

Позднедевонское время в геологической истории Уральского палеоокеана представляло собой эпоху, в ходе которой началась тектоническая перестройка: в районе южно- и среднеуральской части Восточно-Европейского континента произошла аккреция Магнитогорского, Тагильского и других восточно-уральских террейнов (см., например, [10, 8, 9]). Предполагается [9 и др.], что в раннефранское время в южноуральскую часть зоны субдукции попал утоненный край платформы, и примерно в то же время началось наращивание аккреционного комплекса и поднятие его над уровнем моря с формированием кордильеры Уралтау и краевого бассейна (примерно до границы D/C), а затем и заклинивание зоны субдукции, а также слом слэба (турне). В ходе аккреции в фамене – раннем карбоне произошел перескок (?) зоны субдукции, образовалась активная континентальная окраина андийского или калифорнийского типа. Девонские островодужные постройки (ОП) в фаменское время становятся зрелыми, а в каменноугольное – отмирают и разрушаются.

Для среднего сегмента Восточно-Уральской мегазоны предполагается [6, 7], что смена одного обозначенного выше типа вулканизма другим произошла во франское время: фрагменты зрелых островодужных постро-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ек (маминская толща мощностью свыше 2.5 км) имеют позднеживетско–раннефранский возраст, а окраинно-континентальные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы кондихинской и восточносафьяновской толщ (суммарно более 1100 м) вмещают радиолярии и фораминиферы фаменского возраста.

Следует отметить, что признаки обозначенных аккреционных процессов весьма многочисленны: согласно [5–9], к ним можно отнести практически разновозрастный высокобарический метаморфизм в зоне Главного Уральского глубинного разлома и ряда восточноуральских террейнов, смену островодужного вулканизма окраинноконтинентальным, накопление полимиктовых терригенных толщ, вмещающих обломки ультраосновных и метаморфических пород.

Средне-позднефранский период В.Н. Смирнов и А.В. Коровко [6, 7] обозначают как авулканогенный. Однако именно в это время происходит накопление достаточно мощной (более 1000 м) мелководно-морской терригенной верхнефранской кодинской свиты, полимиктовые песчаники (кварц-полевошпатовые и полевошпатовые граувакки) которой вмещают обломки как основных, средних и кислых вулканических пород, интрузивных разностей, вулканического стекла, так и кварцитов, микрокварцитов, слюдяных сланцев и кремней, и вероятно, серпентинитов (более уверенно наличие ультраосновных пород на палеоводосборах диагностируется с использованием геохимических критериев). По данным [1], в песчаниках кодинской свиты присутствуют разнообразные акцессорные минералы – циркон, хромовая шпинель, апатит, эпидот, альмандин и роговая обманка, редко авгит, магнетит и сфен, в единичных образцах – актинолит и рутил. В связи с этим, на наш взгляд, возникает некоторая неопределенность: является ли кодинская свита осадочной толщей-индикатором начала аккреционных процессов на Среднем Урале? Или перед нами продукт разрушения существовавшей на тот момент более 30 млн лет зрелой ОП, в том числе её фундамента?

Наиболее простым способом ответить на эти вопросы было бы сравнение схожих образований в составе маминской толщи и кодинской свиты, но детальное исследование живетско-франских вулканогенно-осадочных и осадочных пород пока отсутствуют, что, в свою очередь, стимулирует нас рассмотреть общие отличия в геохимическом и петрографическом облике осадочных толщ, в особенности песчаников, накапливавшихся в седиментационных бассейнах (СБ) за счет размыва построек зрелой островодужной системы, либо комплексов, выведенных на эрозионный срез в ходе аккреции.

Э. Гарзанти с соавторами [12] при изучении современных орогенных областей Средиземноморья и обрамления Индийского океана выделяют ряд питающих провинций, характерных для конвергентных окраин:

(1) магматические дуги, (2) аккрецированные/обдущированные офиолитовые массивы, (3) осевой пояс неометаморфических покровов, (4) континентальные блоки и (5) толщи, от речных до глубоководных турбидитовых, выполняющие краевой или остаточный океанический бассейн. Для каждой из них приведен типичный состав обломков, в том числе аксессуарных минералов, и уникальный тренд изменения состава песчаников в ходе эрозии и воздымания при орогенезе. При размыве слаборасчлененных магматических дуг (*undissected arc*) в СБ в основном поступают обломки вулканических пород, зёрна плагиоклаза и пироксены, а при вскрытии диорит-гранодиоритовых батолитов, являющихся корнями вулканических ассоциаций (*dissected arc*), к обозначенной кластике добавляются в основном кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты (КПШ) и, главным образом, роговая обманка. Таким образом, идеализированный тренд в СБ островодужной системы связан с увеличением количества зёрен кварца, КПШ и роговой обманки и уменьшением количества вулканокластике и пироксенов. Следует отметить, что для продуктов разрушения ОП характерны спектры редких и рассеянных элементов близкие к Global subducting sediments (GLOSS/GLOSS-II, см. [2]), т.е. обогащение Ba, P3Э, Li, V, Co, Ni и обеднение Th, U, Nb, Zr, Hf, Cr, а также соответствующее положение на дискриминантных диаграммах, предназначенных для диагностики тектонического режима в первом приближении, например, на $DF_{(AP)MT}$ и $DF_{(AP)MT}$ [13].

По положению фигуративных точек кодинских песчаников на треугольной диаграмме «кварц–полевые шпаты–обломки пород» можно было бы предполагать, что они возникли за счет размыва «умеренно расчлененных» (*transitional arc*) островодужных построек, однако это скорее всего не так по причине отсутствия в них КПШ, пироксенов и наличия обломков, которые скорее всего характерны для других питающих провинций (офиолитовые массивы и блоки континентальной коры), а не только магматических дуг. В дополнение, спектры распределения редких и рассеянных элементов песчаников и глинистых пород кодинской свиты не схожи с GLOSS, а на диаграмме $DF_{(AP)MT}$ они попадают в оба поля – и пассивных, и активных континентальных окраин. Все кратко перечисленные особенности минерального и геохимического состава песчаников и глинистых пород кодинской свиты позволяют предполагать, что на эрозионный срез в верхнефранское время в среднеуральской части зоны субдукции были выведены островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора.

В фаменское время осадконакопление в кодинском СБ продолжалась с образованием практически тысячеметровой глубоководной устькодинской свиты, похожей по своим геохимическим и петрографическим особенностям на верхнефранские породы. В дальнейшем (в каменноуголь-

ное) время, его, вероятно, «постигла судьба» типичная [11] для краевых бассейнов, образовывавшихся при аккреции ОП к континенту, а именно закрытие при завершении аккреции. Следует отметить, что породы кодинского СБ пронизаны раннекаменноугольными дайками тыловодушной области активной континентальной окраины.

Таким образом, полученные нами данные позволяют предположить, что осадочные последовательности кодинской и устькодинской свит действительно можно рассматривать как вещественное выражение процесса аккреции восточно-уральских блоков.

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

1. *Анфимов Л.В., Силантьев Е.В.* Петрография франских терригенных образований Урала // Литология главнейших типов осадочных пород франского яруса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 4–35.

2. *Зайнуллин Р.И.* Обстановки седиментации лохков – нижнеэмских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 12. С. 104–113.

3. *Мельничук О.Ю., Волчек Е.Н.* Вещественный состав дайки из разреза верхнедевонских пород на р. Исеть (восточный склон Среднего Урала) // Ежегодник-2017: Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 165. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 131–135.

4. *Мельничук О.Ю., Фазлиахметов А.М.* К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2017. Вып. 20. С. 148–155.

5. *Свяжина И.А., Петров Г.А.* Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.

6. *Смирнов В.Н.* Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 4–15.

7. *Смирнов В.Н., Коровко А.В.* Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.

8. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. и др.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 365–370.

9. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала / В.Н. Пучков. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

10. *Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.* Arc-continent collision in the southern Urals // Earth Sci. Rev. 2006. V. 79. P. 261–287.

11. *Draut A.E., Clift P.D.* Basins in arc-continent collisions // *Tectonics of sedimentary basins: recent advances in the tectonics of sedimentary basins* / Eds C. Busby, A. Pérez Azor. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 2012. P. 347–368.

12. *Garzanti E., Doglioni C., Vezzoli G., Ando S.* Orogenic belts and orogenic sediment provenance // *J. Geol.* 2007. V. 115(3). P. 315–334.

13. *Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.

Е.П. Микляева¹, А.В. Дектерева¹

Проблемы интерпретации данных методов карбонатометрии и рентгенофазового анализа на примере параметрических скважин Новоякимовская-1, Заозерная-1 и скважин Терско-Каспийской площади

Для определения общей карбонатности при лабораторном изучении параметрических скважин применяются методы карбонатометрии (ОК) и рентгенофазового анализа (РФА). В связи с тем, что метод карбонатометрии используется более массово, так как не требует длительной пробоподготовки и интерпретации данных оператором, но при этом как правило обладает меньшей точностью, возникает вопрос о соответствии данных, полученных этими видами анализов.

В лаборатории литологии ВНИГНИ были проанализированы параллельно методами карбонатометрии и рентгенофазового анализа 210 образцов из карбонатосодержащих прослоев параметрических скважин Новоякимовская 1, Заозерная 1 и площади Терско-Каспийская. Измерения карбонатности проводились на карбонатометре СМП-КА, рентгенофазовый анализ (РФА) на дифрактометре ARL X'tra, с помощью комплекса программ Siroquant.

Метод карбонатометрии основан на измерении избыточного давления CO₂, выделившегося в процессе реакции карбонатов в образце с соляной кислотой [2]. При интерпретации программное обеспечение позволяет определять независимо кальцит и доломит по скорости протекания реак-

¹ Апрельское отделение Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ), Апрелька, Россия

ции. В связи с этим были сопоставлены результаты измерений кальцита, доломита и общей карбонатности.

В ходе сопоставления выяснилось, что данные по общей карбонатности соотносятся удовлетворительно, но существует тенденция завышения данных ОК относительно РФА при содержании карбонатов в пробе менее 40% и занижения при больших значениях карбонатности. При отдельной интерпретации кальцита и доломита появляются большие ошибки. Были рассчитаны средние абсолютные погрешности, из которых следует, что погрешность при измерении общей карбонатности имеет допустимое значение (6.8%), при этом погрешности измерения кальцита и доломита существенно больше (13.5% и 16.8% соответственно). Доля доломита по результатам ОК обычно завышена, практически всегда обнаруживается в образцах, где по данным РФА присутствует только кальцит. В таких образцах доля доломита снижается с ростом содержания карбонатов в пробе, но в среднем остается около 10%. Была проведена серия анализов искусственных смесей кальцита и нерастворимого остатка, где тенденция подтвердилась, и в образце чистого кальцита доломит методом ОК определен не был.

В ряде рассматриваемых образцов по данным РФА был обнаружен сидерит. Содержание сидерита не учитывается в методе карбонатометрии, из расчета, что сидерит не реагирует с соляной кислотой. При этом, в образцах, содержащих из карбонатных минералов только сидерит, метод ОК показывает присутствие доломита. В связи с этим встает вопрос об интерпретации данных ОК. Нами было проанализировано 3 сидерито-содержащие пробы после обработки соляной кислотой при комнатной температуре в течение часа.

Содержание сидерита значительно уменьшилось. Это говорит о том, что в отобранной для карбонатометрического анализа фракции (<0.100 мм) сидерит реагирует с соляной кислотой и интерпретируется в результатах как доломит из-за невысокой скорости реакции [1]. В образцах, не содержащих кроме сидерита других карбонатных минералов, содержания сидерита сопоставимы с данными доломита по ОК.

Выводы: проведенные исследования показали, что при математической обработке данных кальциметрии часть кальцита интерпретируется как доломит, при этом его доля растет с увеличением нерастворимого осадка в пробе, что могло быть вызвано влиянием некарбонатных минералов на протекание реакции.

Поскольку в методе ОК используется мелкая фракция породы, сидерит реагирует с соляной кислотой при комнатной температуре. Так как реакция протекает довольно медленно, вступившая в реакцию часть сидерита интерпретируется как доломит, что необходимо учитывать при обработке данных.

Литература

1. Фролов В.Т. Литология: в 3 т. Т. 2: Учеб. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

2. Хамракулов З.А., Азизова У.Х. Кинетика разложения доломита соляной кислотой // Universum: технические науки (электрон. научн. журнал). 2019. № 7 (64). [https://7universum.com/pdf/tech/7\(64\)/Hamrakulov.pdf](https://7universum.com/pdf/tech/7(64)/Hamrakulov.pdf)

О.Р. Минина¹, В.С. Ланцева¹

Строение, состав, возраст и обстановки седиментации еравнинской серии Удино-Витимской зоны (Западное Забайкалье)

В тектоническом плане Удино-Витимская зона палеозоид рассматривается в составе Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) [3, 8, 10]. В строении зоны до недавнего времени традиционно выделяли три нижнепалеозойские свиты: олдындинскую вулканогенную (C_1), терригенные химгильдинскую (C_{1-2}) и иташинскую (C_3-O_1) [1, 2, 5 и др.]. В результате исследований последних лет из состава олдындинской свиты были выделены фаунистически охарактеризованные отложения девона-карбона, пересмотрен возраст иташинской и химгильдинской свит [3, 8, 10]. Показано, что Удино-Витимская зона характеризуется длительным развитием и включает комплексы каледонского ($C-S_1$), раннегерцинского (S_2-C_1) и позднегерцинского (C_2-P_1) структурных этажей, находящиеся в сложных структурных соотношениях.

С вулканогенно-осадочной нижнепалеозойской олдындинской свитой связывают многочисленные проявления полезных ископаемых, в том числе крупнейшее в России Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение [2, 4, 5 и др.]. Однако к настоящему времени получены первые данные о раннекаменноугольном возрасте рудовмещающих отложений [7]. Последние сопоставимы с породами еравнинской серии, включающей две толщи – ульзутуйскую (D_3fm-C_1t) и кыджимитскую (C_1v-s). Толщи выделены из состава олдындинской свиты на водоразделе рек Ульзутуй – Сурхэбт (северо-восточнее Озерного месторождения) [6, 8, 10].

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Ульзутуйская толща, общей мощностью от 450 до 900 м, сложена пестроцветными вулканогенно-осадочными породами, представленными ритмоидным чередованием алевритистых и биокластовых известняков, полимиктовых песчаников, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, известковистых туффитов, туфоаргиллитов с прослоями витрокластических и кристаллокластических туфов. В верхней части ее разреза среди пестроцветных пород широко распространены пластины и олистолиты (длиной от первых до 150 м, мощностью от 3 до 100 м), сложенные биогермными известняками, фрагментами водорослево-археоциатовых биогермов и вулканитами. Олистолиты известняков содержат нижнекембрийские археоциаты, трилобиты и водоросли, андезибазальты и риолиты имеют раннекембрийский возраст (529–530.8 млн лет, U-Pb, SHRIMP-II) [3, 8, 10]. В одной из линз бордовых алевролитов (0.5×3.6 м) обнаружены остатки нижнедевонских сциадофитоподобных наземных растений [9]. Контактные поверхности некоторых небольших глыб покрыты тонкой «рубашкой» пестроцветных глинистых туфоалевролитов. Для вмещающих ксенолиты пород характерны разномасштабные конседиментационные нарушения, а также обрывки слоев и прослои с нарушением напластования. Отмечаются «плавающие» угловатые и угловато-окатанные обломки (3–15 см) белых мраморизованных известняков, мелкозернистых песчаников, вишневых туфопесчаников и алевролитов, туфов андезитовых порфиринов. В прослоях детритовых и органично-обломочных пестроцветных известняков с примесью туфогенного материала присутствует зоогенный детрит – фрагменты археоциат, трилобитов, хиолитов. Крупные олистолиты постоянно ассоциируют с телами среднекрупноглыбовых, чаще валунных, конглобрекчий и туфоконглобрекчий (олистостромы первого типа). Цемент конглобрекчий представлен неслоистым туфо-карбонатно-глинисто-алевролитовым материалом с примесью обломков гравийной размерности вулканитов, кварца, известняков, органического детрита. В обломочной части брекчий преобладают угловато-окатанные обломки белых известняков, риолитов, дацитовых порфиринов и угловатые обломки туфотерригенных пород. Среди обломков встречены фрагменты кубков археоциаты в глинистых «рубашках» и «обросшие» девонскими синезелеными водорослями (ротплетселлами). В слоистых пестроцветных породах найдены конодонты, строматопоридеи, трубчатые сифонеи, мшанки, тентакулиты, выделены миоспоры, позволяющие определить стратиграфическую принадлежность отложенных верхнефаменскому подъярису верхнего девона – турнейскому ярису нижнего карбона [3, 6, 10]. Толща содержит прослои, линзы колчеданных руд и вкрапленность сульфидов.

Кыджимитская толща, мощностью не менее 1500 м, с постепенным переходом сменяет ульзутуйскую. Сложена ритмоидным чередованием

преимущественно бордово-серых, зеленовато-серых, серых вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов, кристаллотуфов с линзами пелитоморфных и биокластово-литокластических известняков. Содержит прослои и субвулканические тела умеренно- и высококальциевых базальтов и дацитов. Вулканиды обогащены крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba), имеют повышенное содержание легких лантаноидов, K и Rb, и ярко выраженный Sr-минимум. Уровень концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ti) образует типичные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии. Все это указывает на то, что вулканиды формировались в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины [3, 10]. Кыджимитская толща охарактеризована мшанками, брахиоподами, трубчатými сифонейми, криноидеями и кораллами, определяющими ее раннекаменноугольный возраст, а миоспоры позволяют ограничить время формирования отложений визейским и серпуховским веками [3, 6, 10]. Следует отметить, что толща на водоразделе Ульзутуй – Известковый вмещает колчеданно-полиметаллические руды Ульзутуйского месторождения, считающегося аналогом Озерного месторождения [2, 5].

Породы еравнинской серии отнесены к комплексу фаций дистальной зоны вулканизма – прибрежно-морским, склоновым с олистостромами, а также фаций подводных конусов выноса у основания крутых склонов углубляющегося бассейна. На границе шельфа вместе с потоками обломочного материала переносились органические остатки, экзотические обломки, глыбы и валуны, содержащие разновозрастную фауну. Пирокластика смешивалась с терригенными, хемогенным, биогенным материалом и с продуктами эксгальций. Вулканогенные породы связаны с подводными излияниями и эксплозиями. Накопление микститов отражает процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы и связывается с активизацией тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и закончившейся в конце раннего карбона или на границе раннего-среднего карбона [8, 10]. Микститы маркируют время становления покровно-складчатой структуры Удино-Витимской зоны [10].

Таким образом, еравнинская серия, мощностью не менее 2400 м, представлена граувакковыми породами, со значительным объемом туфов кислого и среднего составов, тефротурбидитов, вулканидов, с которыми пространственно, генетически и по времени образования связаны микститовые комплексы.

Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН имени Н.Л. Добрецова по проекту IX.124.1.3 «Палеоокеанические и окраинно-континентальные комплексы в структурах складчатых поясов: состав, возраст, условия формирования и геодинамические обстановки», номер гос. рег. АААА-А17-117011650013-4, геохимические и изотопные иссле-

дования выполнены при поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-27-200141.

Литература

1. *Беличенко В.Г.* Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
2. *Васильев И.Л.* Геология Еравнинского рудного поля. Новосибирск: Наука, 1977. 126 с.
3. *Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В. и др.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
4. *Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Платов В.С.* Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2013. № 1(42). С. 7–22.
5. *Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С.* Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 1972. № 2. С. 3–22.
6. *Минина О.Р.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (состав, строение, геодинамическая эволюция) / Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2014. 36 с.
7. *Минина О.Р., Гордиенко И.В., Дамдинов Б.Б. и др.* Новые данные о возрасте рудовмещающих толщ Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы науч. конференции. Вып. 20. 18–21 октября 2022 г., ИЗК СО РАН. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 202–204.
8. *Минина О.Р., Доронина Н.А., Некрасов Г.Е. и др.* Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье). Геотектоника. 2016. № 3. С. 63–84.
9. *Наугольных С.В., Минина О.Р.* Baikalophyton ruzhentsevii Gen. Et sp. nov. Новое сциадофитон-подобное наземное растение из девонских отложений Западного Забайкалья // Палеонтология в музейной практике. Сборник научных работ. Москва: Медиа-Гранд, 2014. С. 50–59.
10. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Изотопно-углеродная типизация благороднометалльно-графитоносных образований сопредельных территорий юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая

Многие наукоемкие технологии, являющиеся показателями уровня развития промышленного производства передовых стран, немыслимы без использования графита. Уникальные свойства этого минерала вместе с последними открытиями в области ядерной энергетики, электроники и нанотехнологий полностью поменяли наше представление о возможностях его использования. В странах Европейского союза и Китае графит внесен в список критических минералов. Основные месторождения высококачественного кристаллического графита располагаются в Китае, Индии, Бразилии, Чехии, Канаде и Мексике. При этом, основным производителем и экспортером графитового сырья является Китай. Немногочисленные российские предприятия, специализирующиеся на добыче графита, лишь в малой степени обеспечивают потребности нашей страны в графитовой продукции. Основная часть кристаллического графита ввозится из-за рубежа. Одним из направлений обеспечения национальной безопасности России является создание новых центров добычи и переработки графитовых руд высокого качества.

Высокоуглеродистые породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока РФ и Северо-Востока КНР. Только в Приморском крае они образуют широкую зону, вытянутую в субмеридиональном направлении на многие десятки километров вдоль границы Ханкайского и Цзямусы террейнов: от г. Дальнереченска на севере через г. Лесозаводск до г. Цзиси (провинция Хэйлуцзян, КНР). В пределах зоны установлен ранний этап регионального метаморфизма низкоградиентного широкозонального типа в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, возраст которого составил 730 млн лет. Поздний этап метаморфизма от гранулитовой до зеленосланцевой фаций связан с коллизионными событиями на рубеже кембрия и ордовика. Одним из важнейших результатов геологических исследований последних десятилетий в пределах этой зоны является открытие [3] проявлений благороднометалльно-редкоземельной минерализации. В ее северной, российской, части (Дальнереченская площадь) выявлено пять месторождений (наиболее крупное из них – Филин-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт Химии ДВО РАН, Владивосток, Россия

³ Цзилинский университет, Чанчунь, Китай

ское), в центре (Лесозаводская площадь) расположено свыше тридцати объектов (в т. ч. известные месторождения графита Тамгинское и Тургеневское), а в южном, китайском, сегменте (Машаньская площадь) размещено около сорока месторождений, в т. ч. и графитоворудный гигант Люмао, на долю которого приходится более половины мировой добычи кристаллического графита. Учитывая широкое площадное проявление металлоносных графитизированных пород при их значительной мощности по вертикали (до 3000 м), можно полагать, что они, помимо графита, аккумулируют значительные ресурсы благородных металлов (БМ) и редкоземельных элементов (РЗЭ). Было предложено [4] объединить упомянутые графитоносные площади в одну Цзямусы-Ханкайскую провинцию. Однако на фоне детально изученных проявлений благороднометалло-редкоземельной минерализации центральной части провинции, южный и северный фланги в российской геологической литературе освещены слабо. Многие вопросы происхождения и концентрирования БМ и РЗЭ, их связей с углеродистым веществом требуют серьезного уточнения, что и определило необходимость проведения дополнительных изысканий. Главными инструментами послужили результаты изотопно-углеродных исследований металлоносных образований. Отбор проб осуществлялся из карьеров и керн буровых скважин, обнажений вмещающих пород и рудных образований большинства известных к настоящему времени объектов Дальнереченской, Лесозаводской и Машаньской графитоносных площадей.

Изотопный анализ углерода в графитизированных породах проведен на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска. Подготовка образцов к масс-спектрометрическому изотопному анализу углерода проведена по методике окисления углерода на окислительной колонке CuO [1]. Анализируемый образец смешивают с порошком оксида меди, предварительно прокаленного при $900\text{ }^\circ\text{C}$ на атмосфере в течение 30 мин. Готовую смесь помещают в кварцевый реактор, загружают реакционную колонку и откачивают до $\leq 10^{-3}$ мм рт. ст. для удаления сорбированных газов и паров воды. Окисления углерода проводят в вакууме при температуре $850\text{ }^\circ\text{C}$. Эффективность конверсии обеспечивает предварительно нагретая до $850\text{ }^\circ\text{C}$ колонка CuO . Продукты реакции вымораживают в ловушку $-196\text{ }^\circ\text{C}$ и производят криогенную очистку CO_2 . Воспроизводимость метода составляет $\leq 0.1\%$.

Ключом к расшифровке природы рудного вещества может послужить «визитная карточка» Цзямусы-Ханкайской провинции – графит, а точнее изотопный состав его углерода. Образование графита в природе, как отмечалось ранее [2], возможно при метаморфизме органического вещества, воздействии магматических интрузий на карбонатные породы, восстановлении из флюида мантийного происхождения, насыщенного CH_4 , CO , CO_2 . Поскольку эти источники характеризуются различными величинами

изотопных соотношений $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, то эти параметры можно считать индикаторами генезиса графита. Так, изотопные характеристики углерода органического вещества варьируют в диапазоне $\delta^{13}\text{C}$ от -17 до -40% при средних значениях -26 – -28% [5]. Морские карбонаты ($\delta^{13}\text{C}$ от -2 до $+2\%$) и мантийный углерод (от -5 до -7%) по изотопно-углеродному весу значительно тяжелее органического вещества [6]. В нашем случае все эти источники графитов совмещены в пределах Цзямусы-Ханкайской провинции, что несколько усложняет интерпретацию полученной изотопной информации. Наиболее подходящими для выяснения источников рудного вещества являются графиты из гранито-гнейсов или сланцев, поскольку в этом случае можно избежать влияния изотопного обмена с карбонатным углеродом.

Как показали наши исследования, графиты российских гранито-гнейсов по изотопному составу обладают достаточно высокой степенью гомогенности и изменяются в интервале от -2.1 до -8.8% , что указывает на мантийный источник углерода. При этом, значения $\delta^{13}\text{C}$ графита Филинского месторождения (нижняя свита рудовмещающего разреза) меняются в пределах от -2.1 до -5.5% , тогда как для графитов Тургеневского месторождения (Западный участок), локализованного в породах верхней свиты, характерны более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от -8.5 до -8.8%). Еще более изотопно-легким оказался графит китайских гранито-гнейсов ($\delta^{13}\text{C}$ достигает -11.5%).

Аналогичную картину мы наблюдаем при сопоставлении изотопных составов графитов российских и китайских сланцев. Диапазон изменений $\delta^{13}\text{C}$ из зон дробления сланцев Филинского месторождения составил от -11.1 до -11.5% . Графит из сланцев Тургеневского месторождения (Восточный участок) содержит в себе более изотопно-легкий углерод с $\delta^{13}\text{C}$ от -19.3 до -23.6% . Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ характерны и для графита из сланцев Люмао (до -23.5%).

Резюмируя вышесказанное, отметим, что полученные данные по изотопии углерода графитов российских и китайских месторождений позволяют предполагать участие в формировании сингенетичной им рудной минерализации провинции, по меньшей мере, двух изотопно-контрастных источников: флюидов мантийного происхождения и осадочных пород с органическими соединениями. Широкие вариации изменений изотопного состава углерода графита изученных объектов ($\delta^{13}\text{C}$ от -2.1 до -23.6%) отражают различный вклад биогенного углерода. В любом случае, главными поставщиками углерода при формировании благороднометалло-редкоземельно-графитоносных руд Цзямусы-Ханкайской провинции были глубинные флюидные потоки.

Работа выполнена в рамках международного договора между Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН (Владивосток, Россия)

и Цзилиньским университетом (Чанчунь, Китай) «Геология рудных месторождений сопредельных территорий» № 1137.

Литература

1. Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Рейзе М.В., Кияшко С.И. Экспрессный метод подготовки жидких и твердых проб органических веществ для изотопного анализа углерода // Масс-спектрометрия. 2006. Т. 3. № 3. С. 169–174.
2. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
3. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива, Приморье // Докл. РАН. 2004. Т. 379. № 4. С. 524–529.
4. Ханчук А.И., Сун Фенгуй, Молчанов В.П., Гребенникова А.А., Гребенников А.В. Благородные металлы в графитосодержащих породах месторождения Люмао (Китай) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 80–82.
5. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. Berlin: Springer, 2015. 402 p.
6. Luque F., Crespo-Feo E., Barrenechea J., Ortega L. Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history // Geoscience Frontiers. 2012. V. 3. P. 197–207.

И.А. Морозов¹, П.П. Козлов², В.В. Крупская^{1,3}

Термохимическое взаимодействие бентонитов месторождений 10-й Хутор и Таганское со сталью в модельных условиях пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов (ПГЗРО)

Бентонитовые глины обладают свойствами, которые делают возможным их применение в качестве инженерных барьеров безопасности при изоляции радиоактивных отходов. В Российской Федерации на настоящий момент разрабатывается концепция глубинного захоронения радиоактив-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

² Российский химико-технологический университет (РХТУ) им. Д.И. Менделеева, Москва, Россия

³ Московский государственный университет (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ных отходов (РАО) в кристаллических породах на участке «Енисейский» в Красноярском крае, где бентонитовые глины играют важную роль для обеспечения безопасности захоронения в течение длительного периода времени.

Преобразования бентонитов, в том числе и трансформационные преобразования смектитов, исследуются на основе экспериментов в различных исследовательских лабораториях, в частности в подземных исследовательских лабораториях Швеции и Швейцарии [1–5].

Взаимодействия бентонитов с металлическими материалами упаковок РАО, например, со сталью, неоднократно исследовались в мировой практике [4–7], т.к. контакт бентонитового буфера с корродирующими материалами приводит к изменениям фазового состава на границе изолирующих барьеров безопасности (ИББ) и может оказать негативное влияние на сохранение функций безопасности на требуемый период времени. Ранее проведенные исследования по взаимодействию бентонита месторождения 10-й Хутор с выщелатом бетонов свидетельствуют о высокой устойчивости изученных бентонитов в агрессивной среде с высоким рН [8].

Для определения стабильности кристаллической структуры смектита при взаимодействии бентонита со сталью, как возможного материала упаковки с РАО, были взяты образцы стали с подтвержденной маркой СТЗ и бентониты 2 месторождений: 10-й Хутор [9] и Таганское, как наиболее перспективные по своим свойствам. Эксперимент проводится в титановых автоклавах при температуре 120 °С в сушильном шкафу. Соотношение фаз бентонит: сталь: раствор составило 1:1:10 по массе. Длительность эксперимента составила 1, 3 и 6 месяцев.

Для изучения трансформационных преобразований в смектитах использовался комплекс методов, включающий рентгенодифракционные методы, рентгенофлуоресцентный анализ, ИК-спектроскопию в ближней области, термический анализ, мессбауэровскую спектроскопию и ряд других дополнительных методов.

В результате проведенных работ были выявлены изменения в составе и строении бентонитов и стали; получены численные характеристики этих изменений, которые будут использованы при термодинамическом моделировании с целью прогноза эволюции материалов инженерных барьеров на заданную проектом перспективу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-17-00252.

Литература

1. Баженова О.К., Соколов Б.А. Происхождение нефти – фундаментальная проблема естествознания // Геология нефти и газа. 2002. № 1. С. 2–8.

2. Kaufhold S., Dohrmann R., Sandén T. et al. Mineralogical investigations of the first package of the alternative buffer material test – I. Alteration of bentonites // *Clay Miner.* 2013. V. 48(2). P. 199–213.

3. Alonso M.C., Calvo J.L.G., Cuevas J. et al. Interaction processes at the concrete-bentonite interface after 13 years of FEBEX-Plug operation. Part I: Concrete alteration // *Physics and Chemistry of the Earth.* 2017. V. 99. P. 38–48.

4. Dohrmann R., Genske D., Karnland O. et al. Interlaboratory CEC and exchangeable cation study of bentonite buffer materials: I. Cu(II)-triethylenetetramine method // *Clays Clay Miner.* 2012. V. 60(2). P. 162–175.

5. Hadi J., Wersin P., Serneels V. et al. Eighteen years of steel–bentonite interaction in the FEBEX in situ test at the Grimsel Test Site in Switzerland // *Clays Clay Miner.* 2019. V. 67(2). P. 111–131.

6. Wersin P., Jenni A., Mäder U.K. Interaction of corroding iron with bentonite in the ABM1 experiment at ÄSPÖ, Sweden: A microscopic approach // *Clays Clay Miner.* 2015. V. 63(1). P. 51–68.

7. Sasamoto H., Isogai T., Kikuchi H. et al. Mineralogical, physical and chemical investigation of compacted Kunigel V1 bentonite in contact with a steel heater in the ABM test package 1 experiment, Äspö laboratory, Sweden // *Clay Miner.* 2017. V. 52(1). P. 127–141.

8. Balmer S., Kaufhold S., Dohrmann R. Cement-bentonite-iron interactions on small scale tests for testing performance of bentonites as a barrier in high-level radioactive waste repository concepts // *Appl Clay Sci.* 2017. V. 135. C. 427–436.

9. Morozov I., Zakusin S., Zakusina O. et al. Bentonite–Concrete interactions in engineered barrier systems during the isolation of radioactive waste based on the results of short-term laboratory experiments // *Applied Sciences.* 2022. V. 12(6). P. 3074.

10. Belousov P., Zakusin S., Zakusina O. et al. Carboniferous Bentonites of 10th Khutor Deposit (Russia): Geology, Mineralogy, Genesis and Properties // *Appl Clay Sci.* 2021. V. 215. P. 9365.

Литиеносность нижнепермских доломит-ангидритовых отложений Приволжской моноклинали

В отличие от магматических или постмагматических газов, образующихся при $T > 300\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$, известны термогенные газы, образующиеся до $250\text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате действия термогенных газов формируются гибридные геологические комплексы, в которых взаимодействуют вулканические и осадочные домены, что приводит к образованию смесей неорганических и органических газов. Как правило, эти комплексы пород характеризуются термометаморфическим или мантийным CO_2 и биотическим (микробным или термогенным) CH_4 , прорваны магматическими интрузиями или вовлечены в вулканические подводящие системы.

Площадь исследования приурочена к южному окончанию Приволжской моноклинали и находится непосредственно в зоне сочленения докембрийской и эпигерцинской платформ, которая фиксируется серией разрывных нарушений запад-северо-западного простирания. Региональные тектонические нарушения локализуются в полосе шириной 20–25 км и кулисообразно сменяют друг друга. Наиболее значительными из них непосредственно в этом районе являются Главный и Северо-Котельниковский разломы [1]. Полоса, примыкающая к ним с севера, выделяется под названием Преднадвиговая зона.

Фанерозойские отложения района исследования относятся к одному и тому же структурному этажу, который соответствует осадочному чехлу докембрийской Восточно-Европейской платформы. Вместе с тем палеозойско-триасовые и позднемезозойско-кайнозойские отложения можно рассматривать, в определенной степени, как самостоятельные структурные комплексы, что обусловлено характером тектонического развития примыкающих к ним с юга территорий. Нижнепермские отложения распространены на всей площади исследованного района и представлены ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским ярусами (рис. 1). Верхняя граница отдела четко устанавливается по резкой смене хемогенных отложений терригенными. Терригенные пестроокрашенные континентальные образования относятся к верхнепермско-нижнетриасовой красноцветной формации, представляющей единую регрессивную серию [2]. Перерыв в осадконакоплении, предположительно соответствующий уфимскому и казанскому ярусам верхней перми, фиксируется в основании пермо-триасового комплекса горизонтом ангидритовых брекчий, сце-

¹ ООО «НН ТС», Санкт-Петербург, Россия

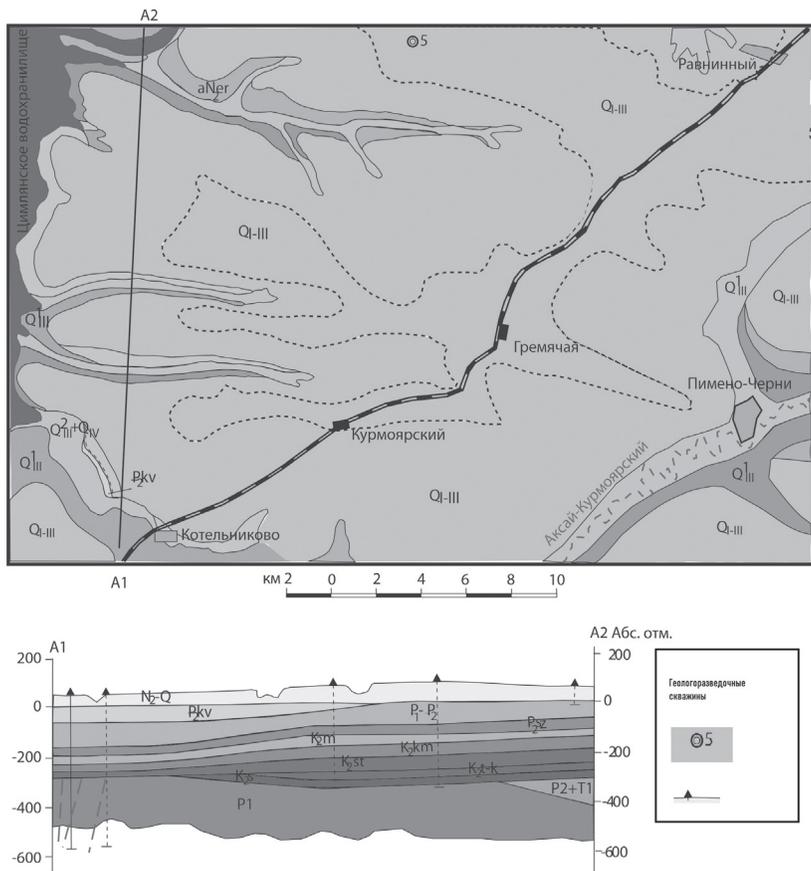


Рис. 1. Геологическая схема (а) и разрез (б) западной части Приволжской моноклинали (по данным [3, 4], с изменениями).

Отложения палеогена: Pg₂sz – сызранская свита палеоцена, Pg₂kv – киевская свита эоцена; неогена: aNeg – ергенинская серия; четвертичные: Q_{1-III} – покровные суглинки нижнего, среднего и верхнего звена; Q₁^{III} – второй надпойменной террасы верхнего звена, Q₁^{III}–Q₄^{IV} – первой надпойменной террасы и поймы верхнего звена и современного этапа

ментированных песчано-глинистым материалом [4]. Кровля кунгурского яруса является маркирующей поверхностью, выделяющейся на электрокаротажных кривых. Кунгурский ярус является основной частью галогенной формации южной части Воронежской антеклизы. Материалы ГИС нефтяных организаций позволяют надежно выделять интервалы развития калийно-магниевого пород и оценивать их минеральный состав [5].

Индекс ритмо-пачки	Ритмо-пачка	Пласт	Мощность, м	Литологическая колонка	
X	Ерусалимская	2 Пласт каменной соли	36,3		
		1 Базальный доломит-ангидритовый			
IX	Долинная	2 Глинисто-ангидрит-галитовый	84,3		
		1 Доломит-ангидритовый			
VIII	Пигаревская	2 Пласт каменной соли	29,2		
		1 Базальный доломит-ангидритовый			
VII	Антиповская	2 Пласт каменной соли	68,2		
		1 Базальный доломит-ангидрит-галитовый	66,4		
VI	Погожская	4 Перекрывающей каменной соли	3,1		
		3 Калийно-магниевого солей	Сильвинитовый слой		9,5
			Сильвин-галитовый слой		2,8
			Карналлит-галитовый слой		23,9
		2 Пласт галититов	36,8		
1 Базальный ангидритовый	5,6				

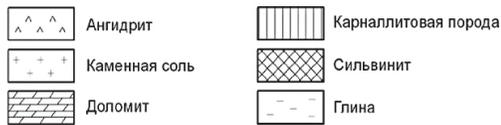


Рис. 2. Литологическая колонка галогенной толщи юго-запада Приволжской моноклинали

В наиболее полных разрезах юго-западной части Приволжской моноклинали галогенная толща месторождения подразделяется на пять ритмопачек, каждая из которых сложена в нижней части ангидритами и доломитами, а в верхней части – преимущественно каменной солью (рис. 2). Снизу вверх выделены погожская (VI), антиповская (VII), пигаревская

(VIII), долинная (IX) и ерусланская (X) ритмопачки (P_1k_{VII-X}) [3]. В полных разрезах каменная соль преобладает над остальными типами пород. Доломит-ангидритовые отложения, мощностью от 66.0 до 108.5 м, с прослоями пород с повышенными концентрациями лития нами выделены в нижней части кунгурского яруса (P_1k), выше погожской ритмопачки (рис. 3). В строении разреза скважины № 5 по керну отчетливо выделяются 4 эпизода галогенного осадконакопления в надпогожской части галогенной толщи. Среди них наиболее значительная концентрация лития (до 740 г/т) приурочена, по-видимому, к началу накопления (основанию) антиповской ритмопачки.

Таким образом, представляется, что тектонические особенности исследованного района и наличие битумов в породах, подстилающих кунгурские отложения, провоцировали периодическое насыщение литием наиболее плотных горизонтов.

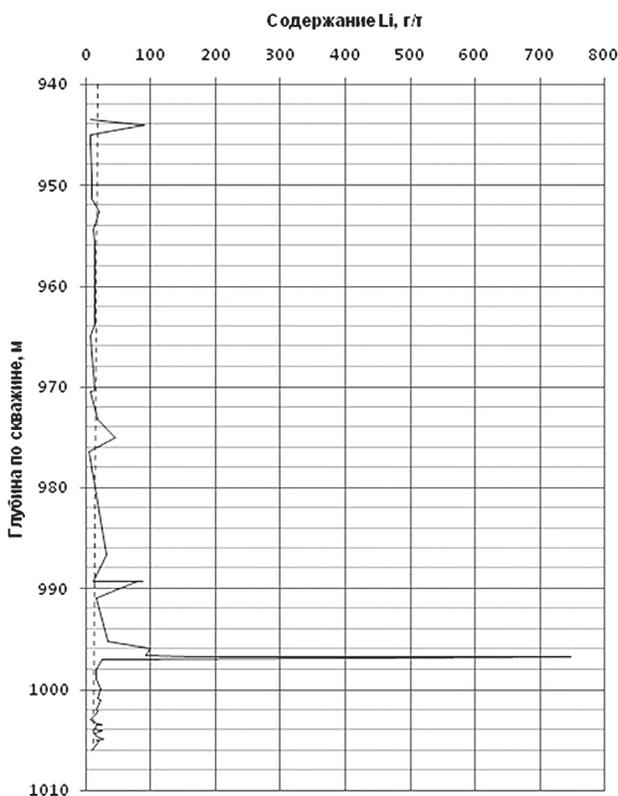


Рис. 3. Распределение концентраций лития в нижнепермских ангидрит-доломитовых отложениях (P_1k) скважины № 5

Литература

1. *Борисенков В.И.* Геохимическое изучение особенностей формирования калийной и бишофитовой минерализации в западной части Прикаспийского кунгурского бассейна (Отчет Волгоградской партии МГУ за 1981–1983 гг.). Волгоград – Москва, 1984. Т. 1. 103 с.
2. *Кулешова Н.С., Павлова М.А., Асваров А.Т.* Геологический отчет о результатах структурного бурения на Гремяченской и Курмоярской площадях. Волгоград: Нижневожскнефть, 1976. Кн. 1. 485 с.
3. *Никулин И.И.* Стратегия реализации минерально-сырьевой базы минеральных удобрений // Проблемы образования, поисков, разведки и разработки месторождений минеральных удобрений. Смирновский сборник – 2020 / Гл. ред. В.И. Старостин. Москва: МАКС Пресс, 2020. С. 10–42.
4. *Романов В.Л., Цыганков С.Н., Филько А.С. и др.* Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Гремячинском месторождении калийных солей в 2006–2007 годах (I этап) (с подсчетом запасов по состоянию на 01.08.2007 г.). Москва–Минск: Агрохимбезопасность, ОАО «Белгорхимпром», 2007. Кн. 1. 265 с.
5. *Свидзинский С.А., Аношин Л.В., Черкасов П.А., Бордюгов В.П.* Поиски калийных и магниевых солей на Приволжской моноклинали. Волгоград: Нижневожскгеология. 1981. Т. 1. 367 с.

Н.Ю. Никулова¹, О.В. Гракова¹

Особенности распределения РЗЭ и условия формирования метапесчаников нижнепалеозойской алькесвожской толщи (Приполярный Урал)

Алкесвожская толща является уникальным геологическим объектом – первым выявленным на севере Урала источником коренного золота в метаморфизованных осадочных породах [4, 2]. В южной части хр. Малдынырд (Приполярный Урал) песчано-гравийная континентальная алькесвожская толща (Є₃–O_{1al}), выполняющая депрессии допалеозойского рельефа, залегает на фрагментарно сохранившихся образованиях метаморфизованной кембрийской коры выветривания (kv Є₃) или на породах фундамента и

¹ Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

перекрывается конгломерато-песчаниковой толщей обеизской (O_1ob) свиты. Подстилающие допалеозойские образования представлены вулканитами саблегорской свиты (RF_3-V_1sb), прорванными базитами манарагского (βRF_3-V) комплекса и риолитами Малдинской ($\lambda \pi V$) субинтрузии (рис. 1). На геологических картах метатерригенная алькесвожская толща на контакте между комплексами доуралид и уралид была показана как обеизская (O_1ob), саблегорская (RF_3-V_1sb) или лаптопайская (V_2lp) свиты.

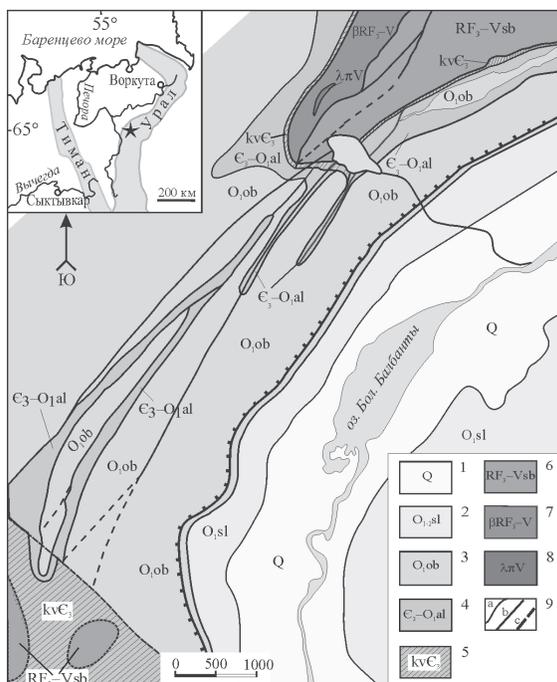


Рис. 1. Схематическая геологическая карта хр. Малдындыр (по [2]).

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – ранне-среднеордовикские отложения саледской свиты: песчаники, алевролиты, сланцы; 3 – раннеордовикские отложения обеизской свиты: конгломераты, гравелиты, песчаники, кварцитопесчаники; 4 – позднекембрийско-раннеордовикские отложения алькесвожской толщи: алевролиты, песчаники, гравелиты с линзами конгломератов; 5 – кембрийские метаморфизованные коры выветривания: сланцы; 6 – позднерифейско-вендские вулканогенные породы саблегорской свиты: риолиты, туфы и лавобрекчии кислого состава; 7 – манарагский комплекс: позднерифейско-вендские метадолериты, метагаббро; 8 – малдинский комплекс: вендские риолиты, риолитовые порфиры; 9 – границы стратиграфических подразделений (а), разрывные нарушения: установленные (б), предполагаемые (с)

Метапесчаники с бластопсаммитовой структурой и сланцеватой текстурой сложены обломочными зернами кварца, микрокристаллической кварцевой породой и полевым шпатом, сцементированными кварц-хлорит-серицитовым цементом. Акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом и новообразованными апатитом и титанитом. В протолочной пробе встречены также рутил, ильменит, хромит, хлоритоид, монацит, ксенотим, ортит, дистен, фуксит и магнетит. U-Pb датирование детритовых цирконов из алькесвожских метапесчаников [3] позволило установить, что отложения сформировались не ранее, чем в позднем кембрии-нижнем ордовике. Морфологические особенности, внутреннее строение и состав детритовых цирконов соответствуют первично-магматическим зернам первого цикла выветривания, источником которых были близкие по времени образования, подстилающие кислые и основные вулканы магматических комплексов различных стадий формирования тиманид-протоуралид, ассоциирующие с ними гранитоиды и интрузивные образования. Источником нескольких цирконов с дорифейскими датировками могут быть рифейские метаосадочные породы, в свою очередь унаследовавшие его из пород древнего фундамента Восточно-Европейской платформы.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

Суммарное содержание редкоземельных элементов REE в метапесчаниках алькесвожской толщи изменяется от 83 до 666 г/т. Максимальное количество REE и, в частности, аномально высокое содержание в легкой части спектра, отмечаются в метапесчаниках, содержащих наибольшее количество P_2O_5 , входящего в состав монацита, ксенотима, флоренсита, гойяцита. Графики распределения REE подразделяются на два типа: с относительно крутым наклоном в области LEE и интенсивным европиевым минимумом (рис. 2а); пологие кривые со слабо выраженным европиевым минимумом (рис. 2б).

Первая группа, в которую вошли образцы метапесчаников из базальной части разреза, характеризуется относительно высокой степенью фракционирования REE – отношение La_n/Lu_n составляет 13.91–23.37. Для образцов второй группы, из верхней части разреза, этот показатель существенно меньше – 5.27–9.29. По сравнению с PAAS метапесчаники первой группы обогащены легкими редкоземельными элементами (LREE) и обеднены тяжелыми (HREE), а второй – близки к PAAS. Значения Eu/Eu^* для метапесчаников первой группы 0.19–0.57, для второй – 0.63–0.85. Отношение Ce/Ce^* в метапесчаниках алькесвожской толщи соответствует значениям, характерным для эпиконтинентальных обстановок и составляет 0.84–1.36

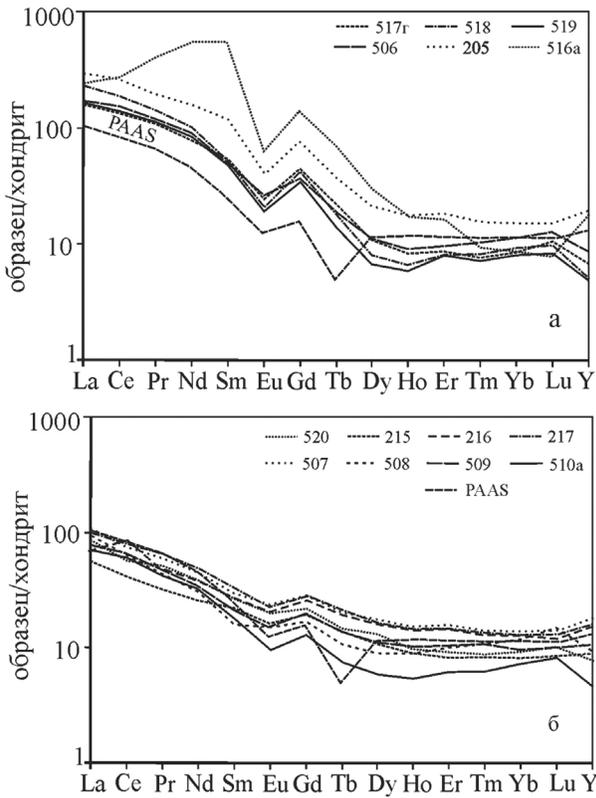


Рис. 2. Нормированные на хондрит [7] спектры распределения содержаний REE в метапесчаниках алькесвожской толщи

[9]. По соотношениям La/Sc (2.8–10.0), Th/Co (0.9–10.0) и Th/Sc (1.0–10.0) метапесчаники близки к гранитам Малдинского комплекса и риолитам саблегорской свиты [5, 6]. В метапесчаниках обоих типов отмечаются низкие, по сравнению с UCC, содержания Ni, Cu, Pb и U, и повышенные – Zr и Mo, что отражает влияние геохимической специализации риолитов малдинского комплекса – носителей так называемого «малдинского геохимического феномена» – низкого содержания Ni и Cu и повышенного содержания летучих элементов грейзенового парагенезиса [8, 5]. Величины отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ в метапесчаниках первой группы 5.72–10.36 и характерны для континентальных пород, образованных в гумидном климате. Значения этого показателя для второй группы – 2.30–3.39 соответствуют отложениям, сформированным в семигумидно-семиаридных условиях [1].

Количество и соотношение REE в метапесчаниках алькесвожской толщи указывают на то, что основное влияние на формирование их вещественного состава оказали местные источники питания. Для базальной части разреза это были измененные в условиях коры выветривания кислые вулканы саблегорской свиты, от которых метапесчаники унаследовали характерный набор редкоземельных и редких элементов; в меньшей степени участвовали базиты манарагского комплекса. Изменения REE вверх по разрезу показывают, что происходила постепенная смена источников обломочного материала, и ведущую роль среди них стали приобретать выведенные на поверхность относительно «свежие» основные магматические породы нижней подсвиты саблегорской свиты.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимати-Североуральского литосферного сегмента» номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600012-2 и «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления» номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600013-9.

Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука. 1976. 268 с.
2. *Ефанова Л.И.* Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлоносность: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Геопринт, 2001. 24 с.
3. *Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Первые U/Pb-данные о возрасте детритовых цирконов из песчаников золотоносной позднекембрийско-раннеордовикской алькесвожской толщи (Приполярный Урал) // Вестник Геонаук. 2022. № 5. С. 3–10.
4. *Озеров В.С.* Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала // Руды и металлы. 1996. № 4. С. 28–37.
5. *Соболева А.А.* Вулканы и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 146 с.
6. *Соболева А.А.* Результаты U-Pb (SIMS)-датирования циркона из гранитов и риолитов хр. Малдындыр, Приполярный Урал // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2020): Материалы российской конференции с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 63–65.
7. *Тейлор С.З., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

8. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

9. Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Gerlach D.C. et al. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California Assessing REE sources to fine-grained marine sediment // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 1875–1895.

А.С. Новикова¹

Продукты размыва Пери-Гондванских кристаллических комплексов в юрских терригенных породах восточной части Горного Крыма

На востоке Горного Крыма в районе пос. Орджоникидзе юрские образования, согласно традиционным представлениям [1], сложены чередованием глинистых, песчаных и песчано-конгломератовых толщ и пачек, а также пачек, сложенных песчанистыми известняками. В соответствии с другими представлениями, изложенными в работах [5, 6, 7], в этом районе распространен хаотически устроенный комплекс, представляющий собой незакономерное нагромождение разновеликих блоков (глыб, олистолитов, олистоплак) средне- и позднеюрских песчаников, конгломератов, известняков в неогеновом глинистом матриксе.

Полевые наблюдения на побережье к востоку от пос. Орджоникидзе позволили выявить важные детали внутреннего строения разрезов обнаженных здесь юрских толщ, а также определить характер соотношений и возраст обнаженных здесь глинистой и песчано-конгломератовой пачек. В целом эти наблюдения противоречат представлениям о хаотическом (олистостромовом) строении района пос. Орджоникидзе.

Выдержанные слои сидеритов и песчаников среди глин (рис. 1, слева) указывают на то, что глины слагают слоистый разрез, а не хаотически устроенный матрикс осадочного меланжа. Эта глинистая пачка стратиграфически перекрыта песчано-конгломератовой пачкой (см. рис. 1, справа).

Из верхов разреза глинистой пачки, в 0.5 м ниже контакта с песчано-конгломератовой пачкой (см. рис. 1, справа) отобрана проба К19-006/2. М.А. Устинова (ГИН РАН) из этой пробы выделила и определила микропалеонтологический комплекс, характерный для титона (верхняя юра).

¹ Геологический Институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Рис. 1. Береговые обнажения в 500 м к югу от пляжа в центре пос. Орджоникидзе, в которых видно слоистое (нехаотическое) внутреннее строение глинистой пачки (слева) и стратиграфический контакт глинистой и песчаноконгломератовой пачек (справа)



Рис. 2. Олистолиты и крупные глыбы белых органических известняков в конгломератах южного побережья мыса Киик-Атлама на участке между пос. Орджоникидзе и Двужорным



Во внутреннем строении песчано-конгломератовой пачки, стратиграфически залегающей на титонских глинах, участвуют крупные глыбы, олистолиты и пластовые отторженцы белых органогенных известняков (рис. 2). Это сближает строение и внешний облик этих грубообломочных образований и датированных титоном верхних конгломератов г. Южная Демерджи у г. Алушта [4].

Из матрикса верхнеюрских грубообломочных пород около пос. Орджоникидзе (в точке с координатами 44°58'07,92" с.ш.; 35°21'29,28" в.д.) была отобрана проба К19-015. Пилотное U-Pb-изотопное датирование (LA-ISP-MS) выделенных из нее 70 зерен детритового циркона (dZr) было выполнено в ЛАХИ ГИН РАН (рис. 3а). Пробоподготовка, выделение

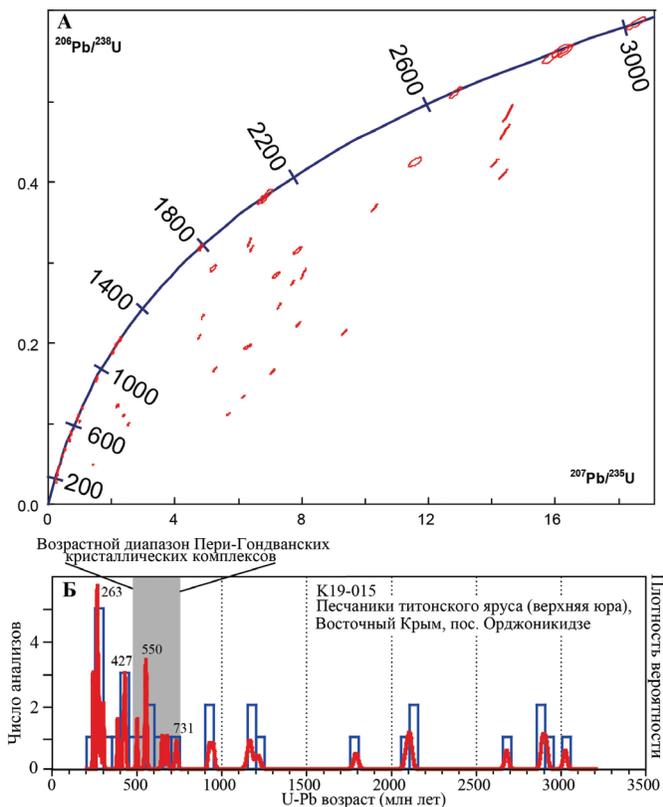


Рис. 3. Результаты пилотного изучения U-Pb изотопной системы зёрен детритового циркона из юрских (титон) грубообломочных пород, распространенных в окрестностях пос. Орджоникидзе (проба К19-015).

А – диаграмма с конкордией (эллипс – $\pm 1\sigma$), Б – гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) возрастов

зерен dZr , описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, критерии отбора кондиционных возрастов приведены в работе [3]. Более половины изотопных анализов характеризуются высокой степенью дискордантности, только 33 изотопные датировки оказались кондиционными и были использованы для построения КПВ (см. рис. 3б).

Небольшое количество кондиционных возрастов вынуждает трактовать полученные результаты как предварительные и не позволяет выполнить полноценное сопоставление с аналогичными данными по грубообломочным породам из других юрских толщ Горного Крыма. Однако в полученном наборе возрастов четко зафиксирована группа датировок зерен dZr с вендскими и раннепалеозойскими (кембрийско-ордовикскими) возрастами. Интервал возрастов 450–750 млн лет соответствует кадомской фазе магматизма, а наличие dZr с такими возрастами (Пери-Гондванский провенанс-сигнал) является маркером идентификации Пери-Гондванских террейнов, которые были отчленены в начале палеозоя от северной периферии Гондваны и к концу палеозоя были вовлечены в строение южной окраины Аркт-Лавруссии [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 23-27-00409).

Литература

1. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
3. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
4. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf -изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
5. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 117 с.
6. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
7. Юдин В.В. Аркадьев В.В., Юровский Ю.Г. «Революция» в геологии Крыма // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология. География. 2015. № 2. С. 25–37.

О находке глендонитов в среднеюрских-нижнемеловых отложениях в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1 (Западный Таймыр)

Параметрическая скважина Новоякимовская 1 расположена за полярным кругом, в Таймырском (Долгано-Ненецком) муниципальном районе Красноярского края, в 400 км на северо-восток от г. Норильск. Бурение скважины начато в июне 2020 г. и выполнено до глубины 5020 м. В тектоническом отношении она относится к Центрально-Таймырскому мегапрогибу в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба, приурочена к восточной части Агапского прогиба, располагающегося вблизи зоны сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

При описании разреза скважины, на различных стратиграфических уровнях, от средней юры до нижнего мела, были обнаружены глендониты – причудливые по форме образования, которые, согласно современным исследованиям, представляют собой псевдоморфозы кальцита по икаиту ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и традиционно считаются индикаторами холодных палеоклиматических обстановок [1, 3, 4]. Икаит – гидратированная форма карбоната кальция. Считается, что кристаллизации метастабильного икаита способствует сочетание низких температур ($\leq 4^\circ\text{C}$ в естественной морской осадочной области) и химических ингибиторов, предотвращающих образование более стабильных полиморфов карбоната кальция. Такими химическими ингибиторами могут выступать либо анаэробное окисление метана, либо бактериальное восстановление сульфата – процессы, создающие высокую щелочность и высокие концентрации фосфатов и/или сульфатов. При повышении температуры икаит становится неустойчив и превращается в кальцит [5].

Изучение глендонитов проводилось различными методами на макро-, мезо- и микроуровнях, включающими визуальное описание в керне скважины, исследование образцов под стереомикроскопом, прокрашенных петрографических шлифов в оптическом микроскопе, образцов со свежим сколом и прозрачно-полированных препаратов в растровом электронном микроскопе с применением энергодисперсионного детектора (РЭМ). Исследования выполнены в лабораториях Апрелевского отделения ВНИГНИ. Стратиграфическое расчленение отложений проведено по результатам палеонтологических исследований.

¹ Апрелевское отделение ВНИГНИ, Апрелевка, Россия

Глендониты распространены по разрезу скважины неравномерно. В точинской свите средней юры и нижней части сиговской свиты верхней юры их находки многочисленны. Выше по разрезу, в яновстанской свите верхней юры и нижней части суходудинской свиты нижнего мела глендониты присутствуют значительно реже. В верхней части разреза, вскрытого керном, представленным яковлевской и верхней частью суходудинской свиты, находки глендонитов не были обнаружены.

В точинской свите (интервал выноса керна 4800–5020 м) находки глендонитов в большом количестве отмечаются в интервале глубин 4801.00–4945.5 м, распределены повсеместно, неравномерно, с частотой 1 экз. на 0.1–3 м. Глендониты приурочены к алевролитам глинистым, аргиллитам алевроитовым, алевролитистым и аргиллитам с редкими линзами песчаников.

В сиговской свите (интервал выноса 4440–4498.2 м) глендониты встречаются часто, приурочены к нижней части охарактеризованного керном разреза – гл. 4464.3–4498.2 м. Частота встречаемости около 1 экз., на 0.3–1 м. Глендониты встречаются в алевролитах глинистых песчаных, участками с кальцитовым цементом и аргиллитах алевроитовых.

В яновстанской свите (интервалы выноса 3810–4039.1 и 4053.0–4100 м) глендониты встречены в нижеволжском и средневолжском подъярусах, а также впервые в мире в зоне Косчи нижнерязанского подъяруса и выше в верхнерязанском подъярусе [2]. Глендониты в свите распространены неравномерно, приурочены к отдельным пластам и разделены интервалами, в которых они не были найдены. Встречаются в алевролитах глинистых, неравномерно песчаных, песчаных, в редких прослоях и линзах известковистых и в аргиллитах алевролитистых, с единичными прослоями смешанных алевро-глинисто-карбонатных пород.

В нижней части суходудинской свиты (интервал выноса 3060.0–3160.0 м) присутствуют редкие глендониты в интервале глубин 3067.4–3088.6 м, встречены в породах, представленных аргиллитами алевролитистыми с участками алевролитов глинистых, редкими прослоями песчаных, известковистых. При этом, хотелось бы подчеркнуть уникальность находки нижнемеловых глендонитов в районе Западного Таймыра, которые ранее не были обнаружены [3].

Глендониты коричневатого-серого, серого цвета. Форма изометричная, призматическая, удлиненная, коническая, лапчатая, звездообразная, конусовидная, рагулькообразная, овально-вытянутая, угловатая, полукруглая. Размеры видимых в керне частей глендонитов изменяются от 5 мм до 9 см (выходят за пределы керна). Глендониты присутствуют в виде отдельных включений и иногда приурочены к внутренней части конкреций. Конкреции округлой, овальной, сферической формы, по составу преимущественно карбонатные (сложены кальцитом, в меньшей степени сиде-

ритом), иногда частично окремненные, пиритизированные, с зональным строением, размером от 1.5 до 8 см, отдельные – осложнены серией минерализованных трещин.

Глендониты сложены кристаллами кальцита удлиненной (размером до 0.2×0.5 мм), реже изометричной формы (размером до 0.7×0.6 мм), а также кристаллами кальцита довольно причудливых форм, напоминающих рисовые зерна или гранулы, хаотично располагающиеся в теле глендонитов или образующие веерообразные и крестообразные сростки. При этом в структуре глендонитов прослеживается несколько последовательных стадий образования кристаллов кальцита, различающихся по морфологии и, согласно данным, РЭМ, по химическому составу. В структуре глендонитов присутствует различное количество терригенного материала: зерна кварца, полевых шпатов сильно корродированы, а по периферии нередко замещены кальцитом. Пелитовый материал включен непосредственно в зерна кальцита, часто подчеркивает их рост. По границам, обогащенным глинистым, карбонатно-глинистым пелитовым материалом можно проследить этапы замедления и/или кратковременной остановки роста глендонитов. В глендонитах отмечаются межкристаллические поры размером до 0.6×0.4 мм.

Методами РЭМ проведены детальные исследования двух образцов глендонитов: из точинской свиты с глубины 4814.9 м и сиговской свиты с глубины 4480.8 м (рис. 1). Глендонит из точинской свиты практически лишен терригенной примеси, в его структуре равномерно распределены субизометричные сгустки органического вещества (ОВ) размером до 50 мкм. По всему объему глендонита присутствуют многочисленные внутрикристаллические микропоры размером около 5 мкм угловатой правильной формы. По-видимому, данные пустоты образованы в результате потери икаитом воды при переходе в кальцит. У образца глендонита из сиговской свиты наблюдается более неоднородное внутреннее строение. В преимущественно кристаллической кальцитово-кварцевой структуре присутствуют хорошо ограненные, частично растворенные на поверхности кристаллы кварца, обособления каолинита, а также таблитчатые кристаллы доломита, развивающиеся по крупным (размером до 0.2×0.5 мм) пустотам, окаймляя границы пор и частично (или полностью) заполняя их. По-видимому, образование доломита связано с поздними процессами привноса Mg-содержащих растворов; по стенкам крупных пустот – прослеживается стадийное заполнение, цементация межкристаллического пустотного пространства. Следует отметить, что образец глендонита из сиговской свиты приурочен к кремнисто-карбонатной конкреции, по контуру глендонита развивается серия каемок, сложенных ксеноморфными кристаллами кварца. В теле глендонита также отмечаются субизометричные обособления ОВ размером до 40 мкм и многочисленные

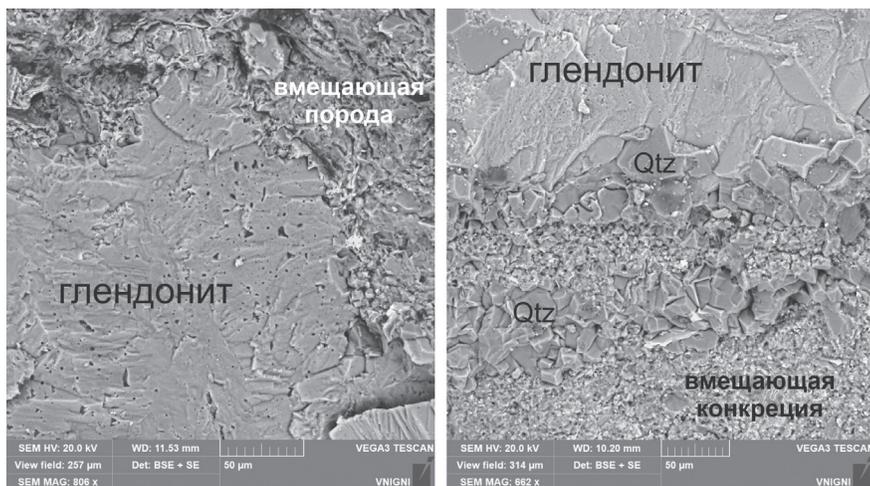


Рис. 1. Фотографии глендонитов в РЭМ: слева – из точинской свиты (глубина 4814.90 м), справа – из сиговской свиты (глубина 4480.80 м). Видны контакты глендонитов с вмещающей породой/конкрецией; многочисленные пустоты в теле глендонита, а также серия каемок, сложенных ксеноморфными кристаллами кварца (Qtz)

внутрикристаллические микропоры угловатой правильной формы размером до 5 мкм.

Таким образом, глендониты установлены в широком стратиграфическом диапазоне разреза Новоякимовской скважины 1: в точинской свите средней юры, сиговской, яновстанской свитах верхней юры и впервые в суходудинской свите нижнего мела. Вмещающие породы во всех свитах представлены алевролитами глинистыми, неравномерно песчаными, песчанистыми, аргиллитами алевритовыми и аргиллитами. Глендониты сложены кристаллами кальцита нескольких генераций, включают различное количество терригенного материала: зерна кварца, полевых шпатов, пелитовую примесь. По каемкам, обогащенным глинистым, карбонатно-глинистым пелитовым материалом в структуре глендонитов можно проследить этапы замедления и/ или кратковременной остановки роста. В глендонитах установлено присутствие пустотного пространства, представленного крупными (до 0.6×0.4 мм) межкристаллическими порами и внутрикристаллическими микропорами (размером около 5 мкм) правильной формы, вероятно, образовавшимися в результате потери икаитом воды при превращении в кальцит. Выявлено выполнение некоторых крупных пустот кристаллами доломита. При этом породы, вмещающие глендониты, не обладают значимым пустотным пространством.

Литература

1. Каплан М.Е. Псевдоморфозы кальцита (псевдогайлюссит, яроуит тинолит, глендонит, геннойши, беломорские роговицы) в осадочных породах: происхождение псевдоморфоз // Литол. Шахтер. Ресурс. 1980. № 14. С. 623–636.
2. Рогов М.А., Захаров В.А., Мельников П.Н., Соловьев А.В. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела по моллюскам в параметрической скважине Новоякимовская-1 (Енисей-Хатангский прогиб) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблем. Томск: Издательство Томского государственного университета. 2022. С. 223–226.
3. Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O. et al. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // Earth Syst. Sci. Data. 2021. V. 13. P. 343–356.
4. Tollefsen E. Balic-Zunic, T., Mörth CM. et al. Ikaite nucleation at 35 °C challenges the use of glendonite as a paleotemperature indicator // Sci. Rep. 2020. V. 10. P. 1–10.
5. Vickers M.L., Lengger, S.K., Bernasconi, S.M. et al. Cold spells in the Nordic Seas during the early Eocene Greenhouse // Nat. Commun. 2020. V. 11. P. 1–12. <https://www.nature.com/articles/s41467-020-18558-7>

В.А. Пенкина^{1,2}, П.Д. Котлер^{1,2}

Развитие восточной окраины Казахстанского составного континента в среднем-позднем палеозое по результатам изучения песчаников

Жарма-Саурская зона представляет собой палеоостроводужную систему девон-каменноугольного возраста и является частью Обь-Зайсанской складчатой системы, которая была сформирована в позднепалеозойское время на окраине Казахстанского палеоконтинента в ходе эволюции Палеоазиатского океана. В настоящее время выделяются различные модели формирования и эволюции структур Жарма-Саурской зоны, предлагающие различные варианты ее заложения и развития. Основными отличиями предлагаемых моделей являются направление погружения

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

субдуцирующей океанической плиты, относительное расположение Чингиз-Тарбагатайской и Жарма-Саурской дуг, а также геодинамические обстановки на конец девона.

Жарма-Саурская зона разделяется на Жарминско-Сарсазанскую и Воронцовско-Саурскую подзоны [2]. Жарминско-Сарсазанская подзона представляет собой раннекаменноугольный флишоидный прогиб, развивавшийся на раннепалеозойском основании [2]. В этой подзоне рассматривается нижневизейская терригенная толща – коконьская свита (C_1kk), в состав которой входят гравелиты, полимиктовые песчаники, алевропесчаники, глинистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые алевролиты [1]. На породы Жарминско-Сарсазанской подзоны надвинуты позднепалеозойские образования Воронцовско-Саурской подзоны. В Воронцовско-Саурской подзоне изучены две вулканогенно-осадочные толщи: живетско-франская толща (D_2zv-D_3f), в состав которой входят полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, конгломераты и андезиты [1] и кояндинская свита турнейского яруса (C_1kn), сложенная кремнистыми и глинистыми алевролитами, кремнями, полимиктовыми песчаниками, туфами, базальтами и андезитами [1]. На геологической карте (лист М-44-XXXIV) кояндинская свита обозначена фаменским ярусом верхнего девона по палеонтологическим находкам конодонт и брахиопод, которые предоставляют широкий временной диапазон от верхнего девона до карбона включительно. Наши новые геохронологические данные позволили определить нижнюю границу осадконакопления как ранний карбон.

По результатам петрографического изучения осадочных и вулканогенно-осадочных пород рассматриваемых толщ выделяются полимиктовые песчаники, алевропесчаники и туфовые песчаники. Породы от тонко- до среднезернистых, плохо сортированные, плохо окатанные и имеют матрикс. По классификации Шутова [4], песчаники живет-франской толщи относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам, песчаники кояндинской и коконьской свит – к полевошпатовым грауваккам. Для песчаников живет-франской толщи характерно повышенное содержание кварца. Большой объем обломков пород характерен для песчаников кояндинской свиты.

По петрохимии почти все песчаники являются граувакками помимо одного образца алевропесчаника из коконьской свиты, который попадает в поле аркозов. Значения гидролизатного модуля (ГМ) и корреляция модулей позволяют классифицировать песчаники как сиаллиты, которые относятся к петрогенным осадочным породам, что говорит о схожести химического состава песчаников с составом исходных магматических пород [5]. Расчеты индекса химического выветривания – CIA [9] и индекса изменения состава – ICV [8] свидетельствуют о незрелых породах, кластический материал которых не претерпел интенсивного выветривания при транспортировке сиаллитов в область формирования песчаников.

Проведено U-Pb датирование детритовых цирконов трех образцов, отобранных из живет-франской толщи, кояндинской и коконьской свит. Все представленные возрастные значения детритовых цирконов определялись методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) в центре Геотермохронологии Казанского федерального университета (КФУ). Зерна цирконов схожи между собой: размер от 40 до 180 мкм, изометричные и призматические, прозрачные. Катодолюминесцентные изображения показывают, что все цирконы имеют осцилляторную зональность, указывающую на их магматическое происхождение. Величина Th/U отношения во всех цирконах варьирует от 0.27 до 1.13, что также говорит об их магматическом происхождении. Возрастные значения детритовых цирконов (N = 78) из песчаника живет-франской толщи находятся в интервале от 378 до 521 млн лет с главными пиками на 451, 432 и 401 млн лет. Средневзвешенное значение возраста самой молодой популяции цирконов соответствует 381 млн лет (франский ярус). Значения возрастов цирконов из туфового песчаника кояндинской свиты (N = 64) лежат в интервале от 330 до 372 млн лет с основным пиком на 348 млн лет, что отвечает раннему карбону. Возраст самой молодой популяции цирконов – 331 млн лет (визейский ярус). Возрасты детритовых цирконов (N = 92) из алевропесчаника коконьской свиты охватывают интервал от 327 до 523 млн лет с главными пиками на 518, 429 и 352 млн лет. Значение возраста самой молодой популяции цирконов – 341 млн лет (визейский ярус).

Изотопные данные по Sm-Nd анализу показывают, что все песчаники имеют положительные значения ϵ_{Nd} : от +4.48 для песчаника живет-франской толщи и до +6.51 – для туфового песчаника кояндинской свиты, песчаник коконьской свиты занимает промежуточное положение со значением +4.84. Анализ значений ϵ_{Nd} отношения показывает, что для песчаников всех трех толщ основным источником сноса служили ювенильные магматические породы без участия древнего корового материала.

Формирование живет-франских песчаников вероятно происходило за счет разрушения зрелого источника, о чем свидетельствуют более высокое содержание кварца в обломках и положение составов пород на палеотектонических диаграммах. Наиболее вероятными источниками материала при формировании этих песчаников являются ордовик-силурийские и раннедевонские магматические комплексы, широко развитые в пределах сопряженной Чингиз-Тарбагатайской зоны. Повышенные значения CIA для живет-франских песчаников также свидетельствуют о том, что материал песчаников переносился на большее расстояние в сравнении с песчаниками кояндинской свиты, данные по которым свидетельствуют об их формировании за счет разрушения магматических пород незрелой дуги. Относительно песчаников живет-франской толщи для осадочных пород кояндинской свиты характерны более низкие значения CIA, значительно

меньшее содержание кварца в обломках, более высокое значение ϵNdt . Это предполагает смену источников сноса обломочного материала для песчаников в фамене-турне. Вероятнее всего новым источником сноса являлись магматические породы девон-каменноугольной Жарма-Саурской дуги, что согласуется с возрастными детритовых цирконов из туфового песчаника. Породы коконьской свиты на палеотектонических диаграммах занимают промежуточное положение между породами живет-франа и кояндинской свиты. Формирование пород коконьской свиты являлось результатом одновременного разрушения пород относительно зрелой Чингиз-Тарбагатайской и незрелой Жарма-Саурской дуг, так как породы коконьской свиты выполняют прогиб между дугами. Изотопные данные по породам коконьской свиты подтверждают наличие в качестве источников сноса магматических пород как Чингиз-Тарбагатайской, так и Жарма-Саурской дуг.

Данные по возрастам детритовых цирконов из живет-франской толщи Жарма-Саурской зоны указывают, что они сформировались в результате разрушения магматических комплексов Чингиз-Тарбагатая, что предполагает развитие Жарма-Саурской зоны в непосредственной близости от Чингиз-Тарбагатая, как предлагается в моделях [2, 10], и ставит под сомнение существование значительного океанического бассейна, разделявшего Жарма-Саур и Чингиз-Тарбагатай до раннего карбона [6, 7]. Согласно данным из работы [6], заложение Жарма-Саурской зоны произошло в позднем девоне, что согласуется с нашими данными о смене источников сноса в фамене-турне и предположением о том, что формирование песчаников происходило при разрушении незрелой дуги.

Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда № 22-77-00061.

Литература

1. Геологическая карта восточного Казахстана. Масштаб 1:200000. Зайсанская серия. Лист М-44-XXXIV. Объяснительная записка. Усть-Каменогорск: ТОО ГРК «Топаз». 2014. 262 с.
2. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
3. *Диденко А.Н., Морозов О.Л.* Геология и палеомагнетизм средне-вернепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. Т. 4. С. 64–80.
4. *Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
5. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. С. 479.

6. *Chen Y., Xiao W., Windley B.F. et al.* Structures and detrital zircon ages of the Devonian-Permian Tarbagatay accretionary complex in west Junggar, China: Imbricated ocean plate stratigraphy and implications for amalgamation of the CAOБ // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 59(9). P. 1097–1115.

7. *Chen Y., Xiao W., Windley B.F. et al.* Late Devonian-early Permian subduction-accretion of the Zharma-Saur oceanic arc, West Junggar (NW China): Insights from field geology, geochemistry and geochronology // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 424–445.

8. *Cox R., Lowe D.R.* A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover // *J. Sediment. Res.* 1995. № 1. P. 1–12.

9. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.

10. *Shen P., Shen Y., Li X.H. et al.* Northwestern Junggar basin, Xiemisitai mountains, China: a geochemical and geochronological approach // *Lithos.* 2012. V. 140. P. 103–118.

И.Н. Плотникова^{1,2}, С.Б. Остроухов¹, Н.В. Пронин³

Субмаринный вулканизм как один из факторов формирования высокоуглеродистых толщ доманикового типа

Высокоуглеродистые карбонатно-кремнистые породы саргаевского, семилукского и речицкого горизонтов франского яруса верхнего девона являются объектом пристального внимания в связи с оценкой их перспективности на наличие продуктивных залежей именуемых «сланцевой» нефтью.

Резкие, четкие горизонтальные границы между высокоуглеродистыми прослоями и прослоями известняков, практически не содержащих органического вещества и кремнистой составляющей, указывают на резкую смену фациальных условий осадконакопления, что может быть обусловлено

¹ Академия наук Республики Татарстан, Казань, Россия

² Казанский национальный исследовательский технологический университет, Казань, Россия

³ ООО «РН-БашНИПИнефть», Уфа, Россия

периодичностью эндогенной активизации, определяющей периодическое возникновение аноксидных обстановок в условиях небольших глубин водного бассейна [2, 4, 7].

На основе выполненных исследований химического состава пород доманикитов впервые для территории Татарстана определены петрохимические модули для этих отложений и установлено влияние периодов геодинамической активизации на возникновение биопродуктивности среды и восстановительной обстановки осадконакопления.

Наряду с литохимическими данными, геохимические данные позволяют провести детальную реконструкцию палеофациальных и палеотектонических условий накопления осадков и получить сведения о глубине области осадконакопления, о солености воды, об окислительно-восстановительных особенностях придонного слоя воды и т.д. На фациальные условия осадкообразования указывают отношения петрогенных элементов и элементов-примесей, таких как Fe/Mn, Ti/Zr, Sr/Ba, (Fe+Mn)/Ti и другие [3, 6, 10].

Изучение характера распределения вышеперечисленных петрохимических коэффициентов и их сопоставление с особенностями состава органического вещества доманикитов позволило установить, что период осадконакопления в семилукское и мендымское время характеризовался периодическим обмелением бассейна, о чем свидетельствуют резкие изменения отношения Fe/Mn. Наблюдалось периодическое возникновение и активизация вулканической деятельности, о чем свидетельствуют высокие (больше 25-ти) значения коэффициента (Fe+Mn)/Ti. Широкий диапазон значений коэффициента Ti/Zr также указывает на возможность участия в осадконакоплении частиц вулканогенных образований.

Формирование доманикитов происходило в морских условиях, на что указывает отношение Sr/Ba более 1.0 (морская вода). Обстановки осадконакопления менялись от слабоокислительных до резко восстановительных – отношение V/(V+Ni) свидетельствует в пользу бескислородной и резко восстановительной среды, что согласуется с результатами геохимических исследований рассеянного органического вещества пород семилукского и мендымского горизонтов [4, 7]. Доминирующим процессом в формировании состава ОВ семилукского горизонта была бактериальная активность, обусловленная особенностью геологической обстановки – присутствием в палеобассейне осадконакопления значительных по площади и времени существования бескислородных зон с сероводородным заражением. При данных условиях в водной среде образовывались в основном соединения с изопреноидной цепью как линейного строения, так и в составе ароматических углеводов. В придонной зоне палеобассейна семилукского времени широко были развиты бескислородные зоны (аноксидные обстановки), в которых наблюдался активной рост

бактериальной биологической массы с последующим формированием участков разреза, наиболее обогащенных органическим веществом [7]. Значение коэффициента M_o/M_n также указывает на частое периодическое возникновение восстановительной обстановки осадконакопления. Возникновение аноксидных обстановок с сероводородным заражением, скорее всего, было обусловлено периодической активизацией вулканической деятельности или иными эндогенными процессами, способствовало обогащению им придонной зоны, имело региональный характер и в семилукское время происходило на значительной территории континентального склона. Установлена прямая зависимость содержания урана от органического вещества.

Значения петрохимических коэффициентов не противоречит ранее полученным данным о влиянии периодической активизации эндогенных процессов (вулканизм, поступление в бассейн осадконакопления флюидных восстановленных систем) на формирование различных литотипов в разрезе пород доманиковой фации [2, 4, 7]. Существование аноксидных обстановок в различных участках бассейна осадконакопления различалось по интенсивности, продолжительности и периодичности возникновения. Площадь их распространения в саргаевско-мендымское время имела региональный характер. Затем, вследствие изменения интенсивности эндогенных процессов она сузилась. Продолжающееся периодическое возникновение аноксидных событий вдоль глубинных разломов обусловило формирование внутриформационных прогибов Камско-Кинельской системы [6, 7].

Периоды тектоно-магматической активизации (ТМА) обусловили: 1 – поступление SiO_2 и широкого спектра микроэлементов с продуктами подводного вулканизма и гидротермальных и восстановленных флюидных систем [1–3]; 2 – возникновение восстановительной и резко восстановительной обстановки и сероводородного заражения значительной части водного столба бассейна, что приводило к мгновенному росту биопродуктивности (возможно, и за счет поступления в бассейн углеводов); 3 – пульсирующий характер ТМА определил литологическую неоднородность семилукско-мендымских отложений, а также неравномерность распределения в них ОВ, кремнистой составляющей. Полученные результаты полностью соответствуют существующим концепциям формирования высокоуглеродистых толщ [1–3, 11].

Масштаб развития тектоно-магматических событий на границе франского и фаменского ярусов в пределах континентального склона Балтики отражается областью распространения пород доманиковой фации (от Тимано-Печорского бассейна до Прикаспийской впадины), которая контролируется сетью древних авлакогенов, Урало-Каспийской рифтовой системой – обширными зонами дегазации Земли [1].

Проявление рифтогенеза и эндогенных процессов вплоть до турнейского времени (и, возможно, в более позднее время) стало результатом плюм-рифтогенного геодинамического этапа на фоне проявления главной фаменской фазы рифтогенеза, плюмного мантийного магматизма и тектоно-вулканической активизации [5, 8, 11–13].

Развитие в девонское время Прикаспийского и Тимано-Печерского плюмов [12], а также субдуцирование окраины континента Балтика могли привести к эрозии литосферы снизу и понижению сопротивления силам растяжения и разрыва, способствуя формированию глубинных разломов и рифтогенеза активного типа вдоль восточной окраины кратона [8, 9]. Следовательно, территория нефтегазоносности Волго-Уральской нефтегазоносной провинции контролируется обширной областью ТМА на рубеже франского и фаменского времени.

Литература

1. *Афанасьева М.С., Амон Э.О., Чувашиов Б.И.* Экология и биогеография радиоларий: новый взгляд на проблему. Часть 2. Абиотические факторы, палеогеография радиоларий и морские палеоландшафтные обстановки в геологическом прошлом // Литосфера. 2005. № 4. С. 87–117.

2. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* К вопросу о формировании нефтематеринских толщ // Георесурсы. 2006. № 4. С. 6–11.

3. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И.* Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 4. С. 524–529.

4. *Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.

5. *Милановский Е.Е., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю. и др.* Геологическая история и геодинамика позднедокембрийских и фанерозойских рифтов, пострифтовых осадочных бассейнов и инверсионных структур Восточно-Европейской платформы / Информационный бюллетень РФФИ. 1996. № 4.

6. *Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф., Пронин Н.В.* К вопросу о геохимических критериях изучения фациальных условий формирования сланцевых отложений. // Георесурсы. 2015. Т. 1. №3 (62). С. 42–46.

7. *Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф. и др.* К вопросу о миграционных битумоидах в породах семилукского горизонта Первомайского месторождения нефти // Георесурсы. 2017. Т. 19. № 1. С. 52–58.

8. *Пучков В.Н.* Взаимосвязь плитных и плюмовых процессов в глобальном и региональном масштабе. Плюмовые процессы на Урале // Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям / Отв. ред. В.В. Масленников, И.Ю. Мелекесцева. Миасс: ИМин УрО РАН С. 17–21.

9. Пучков В.Н. Плюмы в истории Урала // Бюлл. МОИП. Отд. Геологический. 2013. № 4. С. 64–73.

10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

11. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Углеродистые металлоносные отложения и события океанской аноксии в фанерозойской истории Земли // Океанология. 2012. Т. 52. № 3. С. 423–436.

12. Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge University press, 2014. 633 p.

13. Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A. et al. A Devonian > 2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswel // GFF. 2016. V. 138(1). P. 6–16.

В.И. Попков¹, И.В. Попков¹, Т.Н. Пинчук¹, В.П. Чаицкий¹

Типы разрезов и эволюция триасового осадочного бассейна запада Скифской плиты

Детальные литологические исследования отложений триаса запада Скифской плиты позволили расчленить мощный разрез на серии и свиты, выявить особенности их строения, формационный состав слагающих толщ, условия их залегания с последующим восстановлением обстановок и истории осадконакопления. Обобщение полученных материалов дало возможность произвести районирование территории по типам разрезом. Выделены четыре зоны: Иркиевско-Ладовская, Алексеевская, Азово-Кавказская и Тимашевская.

Иркиевско-Ладовская зона расположена на стыке Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Развитые здесь морские терригенные отложения нижнего и среднего триаса предлагается выделить в качестве морской сероцветной терригенной формации [4]. Накопление ее происходило со второй половины индского и до середины ладинского веков в условиях углубляющегося морского бассейна, сопровождавшееся формированием в прибрежной и мелководной зонах мощной толщи терригенных отложений. В более погруженной части бассейна разрез представлен преимущественно аргиллитами и алевролитами с подчинёнными прослоями

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

глинистых мергелей и песчаников. В оленекских отложениях обнаружены дайки кварцевых диабазов, которые являются возможными каналами излившихся базальтов, приуроченных к верхнеанизийским-нижнеладинским отложениям [6]. На Челбасской площади в верхней части разреза ирклиевской серии (староминская свита) вскрыты пласты базальтов мощностью от 6 до 20 м. Севернее в прибрежно-морских условиях разрез ирклиевской серии сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочных конгломератов.

На разных участках зоны ирклиевская серия перекрывается трансгрессивно крыловской, великовечненской свитой или нижним мелом. Крыловская свита (верхнеладинский подъярус-карнийский ярус) сложена чередованием тонкослойных аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже мергелей. Характерной особенностью свиты является наличие в разрезе дацитов, риодацитов и риолитов. На некоторых площадях вулканогенные породы резко преобладают в разрезе, образуя мощную вулканогенную толщу в 670 м, на других, например, Кугоейской, вулканические породы отсутствуют. Данный комплекс пород выделен в качестве вулканогенно-терригенной формации [4].

Завершает разрез триаса Ирклиевско-Ладовской зоны карбонатная формация норийского яруса (великовечненская свита) [2]. Разрез сложен известняками темно-серыми, тонкозернистыми, массивными, прослоями глинистыми с углистыми остатками. В строении формации принимают участие и доломитовые мергели с редкими глинистыми прослоями.

Алексеевская зона прослеживается от Ставропольского свода до Ейского п-ова, где она в виде узкой полосы приурочена к северному борту Копанской синклинали. В ее пределах накапливались красноцветные и пестроцветные континентальные обломочные отложения леушковской свиты нижнего триаса [5], соответствующие грубообломочной красноцветной континентальной формации, сохранившейся от размыва в локальных депрессиях рельефа поверхности палеозойского фундамента.

Нижняя часть разреза леушковской свиты сложена конгломерато-брекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. В некоторых скважинах присутствуют валунно-галечниковые отложения. Верхняя часть представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями гравелитов и мелкообломочной брекчии. В кровле местами появляются тонкие прослои доломитов. Залегает свита несогласно на палеозойских сланцах. Отложения свиты формировались в условиях пенепленизации расчлененного рельефа в результате размыва палеозойских пород, поэтому размер обломочного материала уменьшается вверх по разрезу.

Азово-Кавказская зона по полноте разрезов и условиям залегания отложений триаса расчленена на четыре подзоны: Ленинодарскую, Каневско-

Березанскую, Адыгейского выступа и Кавказскую. Ленинодарская подзона расположена между Каневско-Березанским валом и Алексеевской зоной поднятий. В ее пределах развиты преимущественно тонкослоистые карбонатные отложения березанской серии, а на отдельных участках – массивные известняки и доломиты великовечненской свиты. Вулканогенно-осадочные образования крыловской свиты и органогенно-обломочные известняки основания бейсугской свиты встречены только на Граничной площади.

В составе березанской серии выделены внизу бузиновская, а сверху – выселковская свиты, сложенные тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов. Между ними залегает каневская свита, представляющая собой горизонт массивных органогенно-обломочных известняков с прослоем известняковой конгломерато-брекчии. На некоторых площадях (Восточно-Крыловская, Березанская, Бриньковская, Граничная др.) вскрыты пласты базальтов. Серия представляет собой карбонатную формацию, которая охватывает верхнеиндский подъярус, оленекский и анизийский ярусы, нижнеладинский подъярус.

Вышележащая терригенная (аргиллито-алевролитовая) формация верхнего триаса залегает с размывом на подстилающих отложениях. В ее составе преобладают аргиллиты при подчиненном значении алевролитов и редкими прослоями песчаников и известняков. Соответствует ясенской серии, сменяемой вверх по разрезу карбонатной формацией великовечненской свиты [2].

Каневско-Березанская подзона простирается на суше от Каневской площади до Некрасовской. Северо-западным её продолжением в Азовском море являются Бейсугская и Морская антиклинальные зоны. Протяженность подзоны более 300 км при ширине в Азовском море 5–7 км, а в Западном Предкавказье – 13–17 км. Характерной особенностью её является наиболее полный разрез морских верхнетриасовых отложений (аргиллито-алевролитовая формация) и вскрытые отдельными скважинами тонкослоистые известковистые отложения березанской серии, содержащие в верхней части разреза пласты базальтов выселковской свиты мощностью от 6 до 50 м [5]. На отдельных площадях присутствуют вулканогенно-осадочные образования крыловской свиты, сменяемые нижними горизонтами ясенской серии.

Известняки великовечненской свиты имеют высокую карбонатность, характерную для рифовых образований. Предполагается, что такие известняки распространены вдоль Каневско-Березанского вала и северной окраины Тимашевской ступени.

Подзона Адыгейского выступа. На севере и юге выступа скважины вскрыли под нижней юрой непрерывные разрезы бейсугской и крыловской свит, а также частично отложения среднего и нижнего триаса. На

расположенной в своде выступа Майкопской площади встречены карбонатные отложения березанской серии и великовечненской свиты. Они же распространены на западном и северо-западном склонах выступа.

Тимашевская зона приурочена к одноименной ступени. В скважинах вскрыт разрез крыловской свиты (вулканогенно-терригенная формация). Максимальная мощность формации установлена на Тимашевской площади – 1134 м. В основании свита сложена переслаивающимися песчаниками и аргиллитами. Выше залегают яшмовидные породы, радиоляриты и радиоляриевые аргиллиты. Ещё выше разрез представлен преимущественно дацитами с прослоями аргиллитов [2].

В зоне изучены только отложения крыловской свиты, которые погружаются к югу. В этом же направлении увеличиваются мощности вулканических пород и кремнистость осадочных отложений, в том числе за счет радиолярий, а также происходит фациальное замещение песчаников тонкими прослоями алевролитов. Все это указывает на углубление морского бассейна и удаление от области сноса обломочного материала. Если в Каневско-Березанской подзоне отложения триаса накапливались на внешнем шельфе, то в районе Тимашевской ступени осадконакопление происходило в более глубоководных условиях континентального склона.

Таким образом, выполнен формационный анализ триасовых отложений запада Скифской плиты, результаты которого существенно отличаются от предшествующих представлений [1]. Произведено районирование территории с выделением структурно-формационных зон. Показано, что триасовый цикл седиментации начался с накопления красноцветной терригенной формации нижнего триаса. В индском, оленекском и анизийском веках осадконакопление в Ирклиевско-Ладовской и Азово-Кавказской зонах происходило в разных фациальных условиях: в прибрежно-морских и мелководных в первой и относительно глубоководных во второй. Начиная с ладинского века, до норийского включительно седиментация в обеих зонах происходила в одинаковых мелководных условиях, а в пределах Тимашевской зоны – в глубоководных. Осадконакопление сопровождалось излиянием магм различного состава. Завершается триасовый цикл седиментации накоплением карбонатной формации верхнего триаса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 23-27-00037).

Литература

1. *Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука. 1978. 148 с.
2. *Попков В.И., Чаицкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегазовая

геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 2. С. 1–19. http://www.ngtp.ru/rub/2020/13_2020.htm

3. Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н., Чаицкий В.П. Терригенная формация верхнего триаса запада Скифской платформы // Геология, география и глобальная энергия. 2022. № 1(84). С. 9–18.

4. Попков И.В., Попков В.И., Чаицкий В.П. Строение и формационная характеристика доюрских осадочных комплексов Западного Предкавказья // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции. М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 87–90.

5. Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Континентальные отложения нижнего триаса запада Скифской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 1(76). С. 57–66.

6. Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения мезозоя Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020. С. 265–269.

Е.С. Пржиялговский¹, Е.В. Лаврушина¹

Проблемы структурно-тектонической однородности стратотипических разрезов нижнего отдела пермской системы на Южном Урале

Обнажающиеся в Южном Приуралье комплексы пород каменноугольной и пермской систем представляют собой морские, преимущественно мелководные отложения, отлагавшиеся на пассивной окраине Восточно-Европейской платформы. В пределах широкой полосы, окаймляющей Урал с запада, эти комплексы были деформированы на поздней стадии формирования герцинской структуры Урала. Хорошая биостратиграфическая изученность и представительность многих разрезов нижнепермских отложений позволяют коррелировать их с разрезами других районов. Прежде всего это относится к разрезам терригенно-карбонатных отложений, детально описанных в пределах Курмаинской гряды в долинах р.р. Сакмара и Ассель, которые были предложены В.Е. Руженцевым (1948, 1954) в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

качестве стратотипов сакмарского и ассельского ярусов. Вплоть до 2016 г. разрез Кондуровский на р. Сакмаре претендовал на международное признание в качестве глобального стратотипического разреза и точки нижней границы сакмарского яруса (GSSP) [2].

Область выходов на поверхность верхнепалеозойских отложений на западном склоне Южного Урала в течение длительного времени остается областью решения региональных и фундаментальных вопросов разных разделов геологии, включая стратиграфию, литологию, палеонтологию, тектонику и разведку месторождений углеводородного сырья. Базис современных представлений о строении региона был заложен работами В.Н. Павлинова (1936), А.Е. Ферсмана (1938), Д.В. Наливкина (1941), А.А. Богданова (1947), В.Е. Руженцева (1937, 1948, 1950) и других известных ученых. В послевоенные годы неоценимый вклад в изучение литологии, условий седиментации и стратиграфии пермо-карбонových комплексов пород Южного Урала внесли сотрудники Геологического института АН СССР, выразившийся в серии классических монографий: Б.М. Келлер (1949), Д.М. Раузер-Черноусова (1950, 1965), И.В. Хворова (1956, 1965) и др. Занимаясь вопросами формационного анализа и стратиграфии верхнепалеозойских комплексов, И.В. Хворова немалое внимание уделяла детальному описанию тектонических структур, в частности, складок разного масштаба и морфологии [1], участвовала в Государственной геологической съемке Южного Урала и Приуралья.

Целенаправленные исследования деформационных структур Предуралья, проводимые под руководством В.В. Эза (1965) и П.Е. Оффмана (1977, 1979), подтвердили незначительность проявления разломной тектоники в области развития передовых складок Южного Предуралья, хотя восточнее, в пределах Зилаирской зоны были установлены амплитудные перемещения по надвигам. Немногочисленные свидетельства нарушения последовательности напластования за счет надвигов были установлены к северу от Сакмаро-Икского сегмента Предуралья. Это послужило основанием к разработке М.А. Камалетдиновым (1967, 1974), Ю.В. Казанцевым (1984) и их последователями модели аллохтонного строения всей зоны передовых складок, которая хорошо вписывалась в новую геотектоническую теорию движения литосферных плит. Модель смятия осадочных комплексов в пределах тектонической пластины, ограниченной снизу пологим детачментом, сейчас является основной рабочей парадигмой геологических исследований разной направленности. Она объясняет и приповерхностный характер деформаций, и незначительность вертикального «выдавливания» пород в процессе горизонтального сжатия, согласуется с современными представлениями о геотектонической эволюции Урала. Однако, полевое изучение и демонстрация предполагаемых складчато-надвиговых парагенезов структур внутри аллохтона не проводились.

Накопленные за последние 40 лет новые данные сейсморазведки и бурения, Южного Приуралья не решили проблему взаимоотношения складчатых и разрывных структур разных масштабных уровней. Одним из аспектов этой проблемы является обоснование тектонической однородности литолого-стратиграфических разрезов, претендующих на статус стратотипов ярусов пермской системы и их границ.

В процессе полевых структурных исследований в Икско-Сакмарском сегменте зоны передовых складок Южного Предуралья (которые носили рекогносцировочный характер), были изучены парагенетические ряды разноранговых структур, сформировавшихся в условиях латерального субширотного сжатия пород. В результате прослеживания маркирующих горизонтов в полевых условиях и с помощью космоснимков высокого разрешения была детализирована (на карте и составленных разрезах) тектоническая структура осадочных комплексов средне-верхнекарбонных и нижнепермских комплексов пород. Были изучены морфологические особенности складок разных масштабных уровней, замерены или рассчитаны ориентировки осевых поверхностей, шарниров, зеркал складок и их вергентности.

Преобладание изгибного механизма деформации слоев макроуровня предопределило развитие складчато-надвиговых ансамблей с пологим срывом-детаachmentом в нижней части разреза палеозойского чехла. Реконструкции и расчеты позволили определить предполагаемую глубину и геометрию detachmentа, ограничивающего аллохтонную пластину, амплитуды смещений по главному и второстепенным разломам. Предполагается, что амплитуда смещения по главному detachmentу (или суммарное смещение по субпараллельным пологим надвигам) уменьшается в западном направлении к фронту зоны смятия: от 5–6 км для слоев верхнего карбона до 1 км или менее для артинских и кунгурских слоев нижней перми. Определенные нами амплитуды приповерхностных взбросов восточного и западного падения невелики. В приповерхностном слое более крутые надвиги и взбросы меридионального простирания часто субпараллельны слоистости и маскируются зонами приразломных изоклиналиных складок. Некоторые взбросы, приуроченные к западным крутым крыльям гребневидных антиклиналей (что отмечалось во многих предшествующих исследованиях), проявляются при структурном дешифрировании космических снимков. Анализ результатов структурного дешифрирования и имеющихся геологических карт дает основание заключить, что на простирании той же зоны южнее широтного сегмента долины Сакмары роль взбросов и надвигов, осложняющих складчатую структуру, ослабевает, уменьшаются их количество и амплитуды смещения по ним.

Наиболее компетентные слои известняков и песчаников часто смяты в мелкие складки размерностью 1–5 м (масштаб мезоуровня), причем

часто складчатые деформации не проявляются внутри тонкоритмичных пачек и в слоях глинистых пород, залегающих выше и ниже по разрезу. Положение осевых поверхностей складок мезоуровня, ориентированных субпараллельно осевым поверхностям более крупных структур, и асимметричная S- или Z-образная морфология складок исключают формирование внутрислойных складок в процессе сжатия пачек слоев, предшествующего формированию складок макроуровня. Вероятным механизмом их возникновения может быть внутрислойное течение пород при изменении мощностей отдельных слоев и пачек. Требуется дополнительное изучение возможности образования наиболее мелких внутрислойных складок в результате подводно-оползневых процессов, предшествующих литификации известковых осадков, отдельные примеры которых описаны И.В. Хворовой [1]. Наиболее интенсивная и слабо упорядоченная мелкая складчатость и внутрислойные нарушения отмечаются в замках крупных синклиналей с увеличенной мощностью пачек слоев.

Отмеченные особенности деформационной структуры зоны передовых складок Урала важны при решении вопроса о влиянии деформаций на стратиграфическую непрерывность и полноту разрезов, ряд которых рассматривается в качестве возможных стратотипов ярусов нижнего отдела пермской системы. Можно отметить, что несмотря на интенсивность структурной переработки, в большинстве исторических разрезостратотипов последовательность напластования не нарушена. В то же время на участках крутого моноклиналиного залегания слоев в крыльях крупных складок (например, в пересечениях Курмаинской гряды долинами рек Сакмара и Ассель, где, собственно, и были впервые описаны одноименные ярусы пермской системы) можно констатировать сокращение мощности и, возможно, «выпадение» из разреза отдельных слоев. В некоторых параллельных пересечениях той же гряды (например, в обнажении в долине р. Ускалык) отмечено сдвигание слоев нижнепермского возраста. Поэтому пригодность того или иного разреза для решения задач стратиграфической корреляции или обоснования их статуса стратотипа требует продолжения целенаправленного изучения деформационных структур и дополнительной стратиграфической верификации с привлечением современных методов биостратиграфии и хемотратиграфии.

Исследования выполнены за счет гранта РФ № 23-27-00462.

Литература

1. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолагассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 37).
2. Chuvashov B.I., Chernykh V.V., Leven E.Y. et al. Proposal for the Base of the Sakmarian Stage: GSSP in the Kondurovsky Section, Southern Urals, Russia // *Permophiles*. 2002. V. 41. P. 4–13.

Аноксидные условия осадконакопления и их фиксация на основе ароматических каротиноидов

При изучении литологического состава пород и условий их формирования возможно использование знания углеводородного состава (УС) флюидов из исследуемых отложений. Этому направлению в последнее время уделяется всё больше внимание, с привлечением новых групп органических соединений. Подход основан на том, что исходный состав сингенетичного органического вещества (ОВ) пород формируется совместно с их минеральной составляющей. В этой связи восстановление условий формирования исходных биологических предшественников углеводородного состава ОВ может быть использовано для изучения процессов седиментогенеза и характерных особенностей литологического состава пород.

Данный подход был осуществлён при изучении доманиковых отложений Татарстана. Детальный анализ УС нефти и ОВ пород выявил группу соединений, характерную для этих отложений. Она представлена тетразамещёнными алкилбензолами состава С10-С30 с изопреноидной алкильной цепью нерегулярного строения [1] (арилизопреноды) и состава С40 (диарилизопреноиды) [4, 5] с двумя бензольными заместителями на концах цепи (рис. 1). Количество заместителей кольца и строение цепи связывает их с определённой группой природных соединений. Она представлена широко распространёнными в природной среде биогенными ароматическими каротиноидами (БАК) состава С40 [3]. Их строение так же, как и у нефтяных соединений состава С40 (I, II и III, рис. 1), содержит аналогичную изопреноидную цепь с бензольным замещением на обоих её концах.

Особенностью БАК является их содержание в определённом виде биоты, обитающей исключительно в аноксидной зоне водного бассейна. Уникальность биологического состава БАК позволяет использовать их в качестве надёжного индикатора данной зоны при изучении условий формирования пород.

Биологические каротиноиды в природной среде синтезируются организмами для сбора и фильтрации солнечной энергии, окраски, приспособ-

¹ ООО «РН-БашНИПНефть», Уфа, Россия

² Академия наук Республики Татарстан, Казань, Россия

³ Казанский национальный исследовательский технологический университет, Казань, Россия

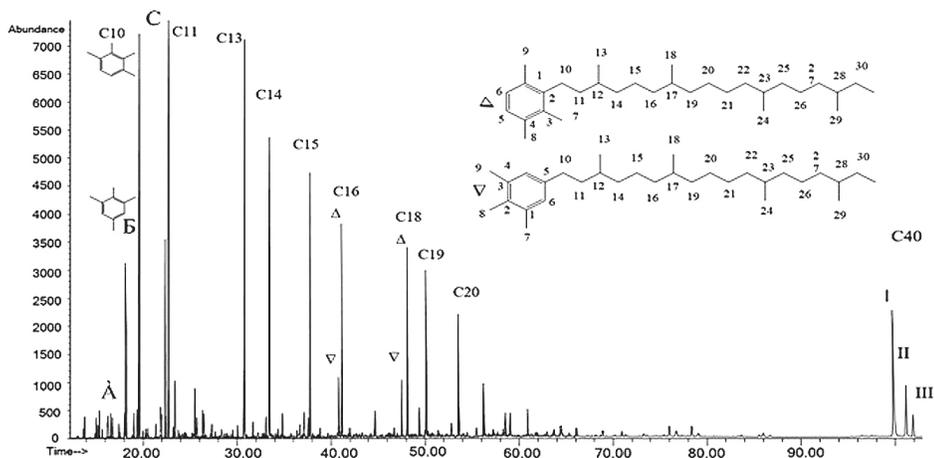


Рис. 1. Масс-фрагментограмма, характеризующая присутствие в нефти алкилбензолов состава C10-C30 и C40. I – paleorenieratane (палеорениератен); II – isorenieratane (изорениератен); III – renieratane (рениератен); C10-C40 – число атомов углерода

собрания к экстремальным условиям обитания. БАК ассоциируются с определенными группами бактерий. Согласно принятому мнению, они относятся к фототрофным сероокисляющим бактериям (также известным как фототрофные серобактерии). Учитывая, что фототрофные серные бактерии процветают в фотической зоне, используя сульфиды в качестве доноров электронов, то БАК, присутствующие в этих бактериях, сохраняясь в составе ископаемого ОВ, также указывают на эвксинию фотической зоны. БАК широко распространены в тех участках геологических разрезов, в которых зафиксированы события массового вымирания и океанические бескислородные события, демонстрирующие широко распространенную сопутствующую им эвксинию фотической зоны с океаническими аномалиями.

В кислородных зонах водоемов (выше хемоклина) биогенные каротиноиды частично перерабатываются адаптирующимися в этих условиях аэробными микробами. Ниже хемоклина в более глубокой части водоема остаточные БАК достигают границы вода – осадок, где и происходит их захоронение. В донных отложениях БАК претерпевают диагенетические и катагенетические преобразования. Их исходный состав содержит ряд двойных связей, ароматические кольца, а также гидроксильные и карбоксильные функциональные группы. Эти химически нестабильные структурные элементы делают БАК склонными к изменениям в процессе

преобразования пород. Однако все процессы происходят с сохранением строения углеродного скелета БАК, что позволяет провести логическое сопоставление биогенных предшественников с их геостабильными аналогами. Эти соединения представляют большой научно-практический интерес, поскольку позволяют идентифицировать в геологическом разрезе периоды существования аноксидных условий осадконакопления, а также определять характер влияния этих условий на литологический состав формирующихся пород.

В дальнейшем, образовавшиеся ароматические соединения сохраняются в составе ОВ пород или попадают в состав мигрирующей по этим породам нефти. Высокая их стабильность в условиях недр позволяет идентифицировать БАК и, соответственно, аноксические условия при формировании отложений [2]. Это позволяет использовать их при проведении геохимического каротажа [6] для выделения интервалов пород, сформированных в условиях аноксии, повлиявшей на их литологический состав. При этом количественное содержание БАК в породе указывает на интенсивность аноксидных условий, стабильность, периодичность и масштаб их возникновения в рассматриваемый геологический период на определенной территории.

Возникновение аноксидных условий в водах Палеоуральского океана вдоль северной окраины Балтики было обусловлено тектоно-магматической активизацией, проявлением рифтогенеза и субмаринного вулканизма во франско-фаменское время. Это привело к периодическому возникновению эвксинной (аноксидной) среды осадконакопления. Рифтогенез, вулканизм и вызванное ими периодическое возникновение аноксидных условий в придонной части океана обусловили формирование пород доманиковой фации.

Литература

1. *Остроухов С.Б., Арефьев О.А., Макушина В.М. и др.* Моноциклические ароматические углеводороды с изопреноидной цепью // Нефтехимия. 1982. Т. 22. № 6. С. 723–728.
2. *Остроухов С.Б., Плотникова И.Н., Носова Ф.Ф., Пронин Н.В.* К вопросу о геохимических критериях изучения фациальных условий формирования сланцевых отложений // Георесурсы. 2015. № 3-1(62). С. 42–46.
3. *French K.L., Rocher D., Zumberge J.E., Summons R.E.* Assessing the distribution of sedimentary C40 carotenoids through time // *Geobiology*. 2015. V. 13. P. 139–151.
4. *Hartgers W.A., Damsté J.S.S., Requejo A. et al.* A molecular and carbon isotopic study towards the origin and diagenetic fate of diaromatic carotenoids // *Org. Geochem.* 1994. V. 22. P. 703–725.

5. *Koopmans M.P., Kaster J., Van-Peters H.M.E. et al.* Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: molecular indicators for photic zone anoxia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4467–4496.

6. *Ostroukhov S.B., Pronin N.V., Plotnikova I.N., Khairtdinov R.K.* A new method of «geochemical logging» for studying Domanic deposits. // *Georesources.* 2020. V. 22(3). P. 28–37.

В.В. Пустыльникова¹

Генезис и минерализация порового пространства в породах малькайской свиты среднего кембрия в разрезе параметрической скважины Канандинская 278 (Восточная Сибирь)

Объектом исследования послужила верхняя часть разреза малькайской свиты среднего кембрия (C₂mlk) Канандинской скважины 278 в интервале глубин 3360–3514.43 м, где сульфатно-карбонатные породы осадочного генезиса перемежаются с эффузивными породами щелочно-основного состава, интенсивно преобразованными как во время их излияния, накопления, так и после захоронения. Параметрическая скважина Канандинская 278 административно расположена на территории Сибирского Федерального округа, в Илимпейском районе Красноярского края.

Комплексные литологические исследования кернового материала (описание керна и шлифов, рентгенофазовый анализ (РФА), рентгенофлуоресцентный и РЭМ) были проведены в лаборатории литологии, петрофизические исследования фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) – в лаборатории петрофизики научно-аналитического центра Апрелевского отделения ФГБУ «ВНИГНИ», часть полученных результатов положена в основу настоящей работы.

Разрез малькайской свиты (в интервале глубин 3360.0–3700.0 м по керну) в целом представлен породами сульфатно-карбонатного состава – известняками, доломитами, ангидритами и их смешанными разновидностями. Известняки и доломиты хемогенного, биохемогенного и органогенного генезиса, в отдельных прослоях содержат остатки целых раковин и скелетные обломки морской фауны, перекристаллизованные образования микрофитолитов. В общей массе известняки и доломиты имеют кристал-

¹ Апрелевское отделение ВНИГНИ, Апрелевка, Россия

лическую структуру и представлены мелко-, тонко- и микрокристаллическими разностями. Кроме известняков и доломитов, в разрезе в виде отдельных прослоев присутствуют породы смешанного состава, а также породы иного состава различного генезиса.

В нижней части свиты (инт. 3514.43–3700 м) развиты прослои терригенно-карбонатных пород, с содержанием терригенного материала 15–40% и более.

В верхней части разреза (в инт. 3360–3514.43 м) среди сульфатно-карбонатных пород в виде прослоев, а также их фрагментов или реликтов присутствуют трахибазальты и их измененные разности (метасоматиты), а также карбонатно-кремнисто-глинистые прослои.

Верхняя часть разреза являлась объектом детального изучения порового пространства. По результатам макроописания керна, в породах выявлены горизонтально-, волнисто-, линзовиднослоистые текстуры, часто с элементами пластических деформаций – внедрения, смятия, просачивания осадка, разрыва и изгиба слойков. В отдельных прослоях наблюдаются следы внутриформационного (синседиментационного) брекчирования пород.

Известняки и доломиты в разной степени ангидритистые и ангидритовые, светло-серые и серые, мелко-, тонко- и микрокристаллические, преимущественно плотные или с отдельными порами и кавернами, чаще всего залеченными кальцитом, ангидритом, реже – галитом, сильвином.

Породы эффузивного и метасоматического генезиса серые, темно-серые до черных, часто с зеленоватым или сиреневатым оттенками, микро-, тонко- и среднекристаллические, в отдельных прослоях пелитоморфные и микрокристаллические карбонатно-кремнисто-глинистые. В основном плотные; прослоями (до 10 см) и отдельными участками низкопористые, в отдельных прослоях характеризуются миндалевидной текстурой (отмечаются округлые, частично свободные полости, диаметром менее 1 см), миндалекаменной (залеченные полости) текстурой, а также ажурной пористо-кавернозной (полости неправильной, заливообразной формы, размером менее 1 см) текстурой, подчеркнутой гематитом. В некоторых случаях все порово-каверновое пространство пород данного типа залечено кальцитом или ангидритом, реже галитом, а иногда частично или полностью свободное. В отдельных прослоях отмечается микропористость, чаще всего микропористые участки приурочены к слойкам кремнисто-глинистого состава. Вся верхняя часть разреза малыкайской свиты отличается послойными выделениями насыщенного солевого раствора горько-соленого вкуса, чаще всего приуроченными к темно-серым прослоям.

По данным петрографического анализа и РФА, минеральный состав осадочных пород представлен кальцитом, доломитом и ангидритом; из-

мененные эффузивы, помимо карбонатно-сульфатной составляющей, содержат амфиболы (тремолит, актинолит), пироксены (авгит, диопсид), основные плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, флогопит, гематит и магнетит в различных соотношениях, а также глинисто-кремнистый материал. Изучение пород в шлифах показало, что каверново-поровое пространство сульфатно-карбонатных пород чаще всего залечено кальцитом, ангидритом и галитом, лишь редкие мелкие поры сохранились свободными. Породы эффузивного и метасоматического ряда в заметно большей степени пористо-кавернозные. Морфология и генезис пустот различны, иногда это редкие поры выщелачивания, но чаще всего имеющиеся поры и каверны – это результат сохранившихся миндалин, свободных или минерализованных (запечатанных). В отдельных миндалинах видны новообразованные кристаллы полевых шпатов и цеолитов, но чаще всего в них развиты кальцит, ангидрит и галит. Характерной особенностью многих миндалин является развитие по контуру гематита, который подчеркивает их морфологию. Микропористые участки чаще всего приурочены к кремнисто-глинистым слойкам, которые, по-видимому, образовались в результате девитрификации вулканического стекла основного состава.

Предположительно, отмеченные эффузивы изливались в подводных условиях морского бассейна с карбонатной седиментацией, характеризовавшегося нормальной и повышенной соленостью вод. Под воздействием морской воды и карбонатного ила, эффузивные образования подвергались в первую очередь карбонатизации, затем сульфатизации, позднее – галитизации (по остаточным порам), дальнейшие их преобразования продолжались уже после захоронения в осадки, на стадиях диа- и катагенеза. Цеолиты и полевые шпаты, заполняющие миндалины, образовались в результате охлаждения магматического расплава. Различная интенсивность процессов преобразования привела к формированию метасоматитов различного состава. Кремнисто-глинистые и карбонатно-кремнисто-глинистые прослойки, предположительно, являются результатом девитрификации нераскристаллизованного вулканического стекла основного состава, которые также были в разной степени карбонатизированы. При спокойном тектоническом режиме, не нарушенном вулканогенной деятельностью, в бассейне седиментации в морских, а точнее – лагунных, обстановках, в условиях аридного климата происходило накопление сульфатно-карбонатных осадков с образованием известняков, доломитов и гипсов с примесью в поровом пространстве ангидрита, галита, редко сильвина.

При комплексном анализе результатов литологических исследований керн и шлифов, а также результатов петрофизических исследований образцов (ФЕС), в изученном интервале выявилась зависимость параметров пустотного пространства (количества пор и каверн, их морфоло-

гии, минерализации) от генезиса пород и степени их преобразованности. Установлено, что минимальные значения пористости (1–3%) в большей мере приурочены к породам осадочного генезиса сульфатно-карбонатного состава, максимальные (6% и более) – к породам эффузивного происхождения.

Для представления полученных результатов в графическом виде была построена треугольная диаграмма, в вершинах которой расположены литотипы различного генезиса, а значения пористости (подсчитанной по шлифам) разбиты на три класса: а) менее 3%; б) 3–5%; в) более 6% (рис. 1). По минеральному составу, а соответственно и генезису, породы



Рис. 1. Зависимость пористости от генезиса пород верхней части малькайской свиты среднего кембрия скв. Канандинская 278, по данным петрографического анализа

разделились на группы преимущественно осадочного или эффузивного генезиса. К осадочной группе (А) были отнесены породы с суммарным содержанием кальцита, доломита, ангидрита и терригенной составляющей от 50% и более, к эффузивной – с суммарным содержанием амфиболов, пироксенов, флогопита, гематита, магнетита, основных плагиоклазов и микроклина более 50% (Б) и карбонатно-кремнисто-глинистые разности (В) (девитрифизированное вулканическое стекло). Последние две группы литотипов можно объединить в одно поле, т.к. они единой генетической природы. После вынесения на треугольную диаграмму результатов анализов (93 образца) в поле 1 (породы осадочного генезиса) сгруппировались преимущественно точки со значениями пористости от 1 до 3%, образцы с максимальной пористостью (6% и более) тяготеют к породам эффузивного генезиса (поле 3, которое объединяет трахибазальтовые разности и кремнисто-глинистые прослои, при этом также заметно, что значения более высокопористых образцов расположены вблизи вершины Б), в поле 2 попали образцы с промежуточными значениями пористости и смешанным генезисом пород (метасоматиты – кальцитизированные трахибазиты). При сравнении пористости, определенной по шлифам, с ФЕС пород выявилась её положительная зависимость от коэффициента проницаемости. Коэффициент пористости по гелию в изученных породах не превышает 2% и не показывает заметных колебаний в разрезе, значимой зависимости этого коэффициента от пористости по шлифам не отмечено.

Е.В. Рахимова^{1,2}, Г.В. Агафонова^{3,1}

Актуализация литологической характеристики карбонатных пород башкирского яруса в опорной скважине Бузулук 1

Опорная скважина Бузулук № 1 пробурена в 1956 г. в центральной части Бузулукской впадины Волго-Уральской нефтегазоносной провинции с целью детального изучения геологического строения девона, карбона

¹ Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ) им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

² ООО «ИПНЭ», Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ), Москва, Россия

и перми погруженного крыла Самаркинской дислокации, уточнения их тектонического строения, а также нефтегазоносности отложений юга Бузулукской впадины.

В период 1954–1958 гг. материалы бурения были обработаны коллективом сотрудников КуйбышевНИИ НП, ВНИГНИ под руководством Г.И. Алексеева и составлен сводный отчет из 5 томов [1]. Обобщенные данные в сокращенном варианте и в разном объеме были опубликованы в 1957, 1959 и 1970 гг. [2, 3, 5], но сам отчет был рассекречен только в феврале 2022 г.

Объектом проведенных исследований являются отложения башкирского яруса, вскрытые в интервале глубин 2102–1946 м, мощностью 156 м. Фаунистически обоснованы краснополянский, северо-кельтменский, прикамский и черемшанский горизонты; северо-кельтменский и прикамский являются типовыми. Волгоградский и мелекесский горизонты в Бузулукской скважине отсутствуют.

Башкирский ярус охарактеризован 63 шлифами, которые описаны в отчете по опорной скважине [1]. Описание разделено на 2 части – вначале дается макроописание образца, а потом его микрохарактеристика, при этом название выделенного литологического типа не приводится. Башкирский ярус, по данным [1], сложен известняками коричневато-серыми и светло-серыми органогенными, органогенно-обломочными, микрозернистыми, оолитовыми и афанитовыми, с подчиненными прослоями доломитов и в верхней части яруса с прослойками алевролитов и глин с растительными остатками. В основании каждого горизонта залегают пласты известняков органогенно-обломочных или обломочных. Гипс и ангидрит встречаются в виде цемента в известняках органогенно-обломочных и включений в доломитах. Также встречается флюорит в виде включений в доломитах.

Авторами вновь описаны и проанализированы шлифы опорной скважины. При этом среди известняков выделено 6 структурных групп, включающих 23 литотипа (рис. 1): 1) известняки обломочные (1 литотип, рис. 1.1); 2) известняки биоморфные (4 литотипа, рис. 1.2–1.3); 3) известняки детритовые (11 литотипов, рис. 1.4–1.6); 4) известняки органогенно-обломочные (5 литотипов, рис. 1.7–1.8); 5) известняки оолитовые (1 литотип, рис. 1.9); 6) известняки комковатые (1 литотип, рис. 1.10). Ряд литотипов, выделяемых авторами ранее в других разрезах башкирского яруса [4], в данном разрезе отсутствуют. Например, малая доля литотипов обломочной структурной группы, что связано с более спокойными, тихоходными обстановками осадконакопления в районе скважины.

Среди доломитов выделено 2 группы (12 литотипов): седиментационные (микробиальные, пелитоморфные) (рис. 1.11) и вторичные (рис. 1.12). Во вторичных доломитах встречаются разновидности от мелко- до круп-

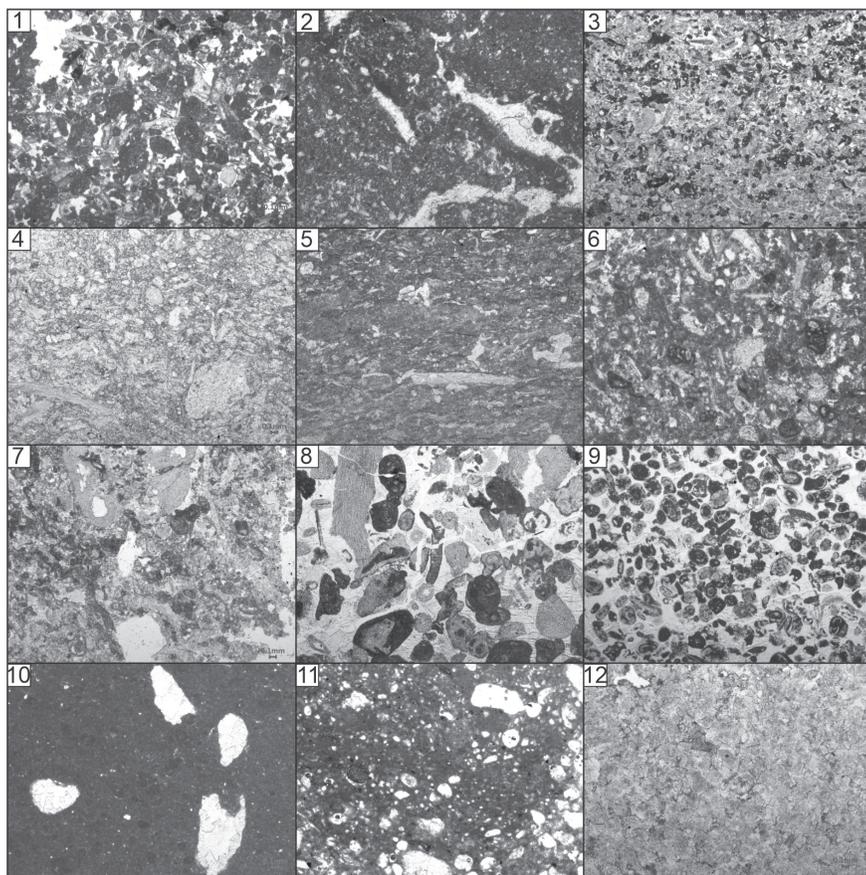


Рис. 1. Структурные типы известняков: 1 – разнозернистый оолитово-обломочный; 2 – биоморфный микробный; 3 – биоморфный фораминиферово-водорослевый; 4 – полидетритовый; 5 – детритовый водорослевый; 6 – биоморфно-детритовый фораминиферово-водорослевый; 7 – органогенно-обломочный поликомпонентный с интракластами; 8 – органогенно-обломочный водорослевый; 9 – оолитовый; 10 – комковато-пелитоморфный; доломитов: 11 – микробный; 12 – средне-мелкокристаллический

нокристаллических. Сульфаты представлены крупнокристаллическими гипс-ангидритовыми породами. В качестве примеси в доломитах встречаются барит и целестин во всех горизонтах яруса. В основании краснополянского горизонта в породах присутствует бесцветный флюорит; по данным химического анализа его содержание составляет до 22.01% [1].

Среди известняков преобладают фораминиферово-водорослевые разновидности разных структурных типов – биоморфные, детритовые, органогенно-обломочные и переходные между ними. Авторами выделены и охарактеризованы такие литотипы, как биоморфные водорослевые, детритовые водорослевые, переходные разности – биоморфно-детритовые фораминиферово-водорослевые, органогенно-обломочные фораминиферово-водорослевые. Исследователями разных лет [1, 2, 3, 5] подобное разделение не проводилось, и фораминиферово-водорослевые известняки, содержащие детрит либо обломки остатков объединялись в общую группу органогенных известняков. Если порода содержала также обломки известняков, то ее выделяли в органогенно-обломочную группу.

Актуализация литологической информации позволит уточнить строение карбонатных пород башкирского яруса, а значит более детально восстановить обстановки осадконакопления.

Литература

1. *Алексеев Г.И.* Обработка материалов и составление сводного геологического отчета по Бузулукской опорной скважине № 1 за 1954–1958 гг. Отчет в 5 томах. Куйбышев. 1958.
2. Материалы к изучению каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтеносной области / Под ред. проф. С.В. Семихатовой. М.: Гостоптехиздат, 1959. 208 с.
3. Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. III. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области / Под ред. С.В. Семихатовой, А.А. Рыжовой. Л.: Недра, 1970. 264 с.
4. *Рахимова Е.В., Агафонова Г.В.* Особенности строения отложений башкирского яруса в южной части Волго-Уральской НГП // Материалы XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: Издательство Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, 2021. С. 178–181.
5. *Семихатова С.В., Рыжова А.А., Миняева Е.Г.* Отложения яснополянского, окского и серпуховского подъярусов и протвинского горизонта в Бузулуке Чкаловской области // Геология нефти и газа. 1957. № 5. С. 44–46.

К совместному анализу углеводородов (УВ), вулканизма, тектоники и металлогении нескольких альпийских структур Южного Каспия – Ирана – Кавказа – ключу к истории региона

Нами представлены некоторые новые, прежние и литературные материалы по отдельным альпийским структурам Ю. Каспия – Вост. Ирана – М. Кавказа и смежным структурам [1–3]. Связь вулканизма с тектоникой, очевидно, весьма важна. А цепочка: литология – углеводороды (УВ) – тектоника – вулканизм (или в целом – магматизм) – металлогения (включая даже мизерную минерализацию) – во взаимосвязи изучалась, к сожалению, редко.

Ниже приведены некоторые данные по УВ в тесной связи с тектоникой, а именно:

– В пределах известного субмеридианального гигантского **УВ-пояса** (он и на линеаменте): Баренцево море – Каспий – Персидский залив (Карта нефтегазоносности СССР, М 1:2 500 000, 1988 г.) На самом Каспии выявляется обратная корреляция: соляные купола (севернее) – а грязевые вулканы (родственники УВ) южнее (по опубликованным и неопубликованным данным В.Н. Холодова, ГИН РАН). Сходная субмеридианальная ориентация соляных куполов читается и в Персидском заливе.

– В Прибалханской зоне Южного Каспия – участок Барсакельмес и др., где зафиксированы **многоярусные залежи УВ** миоцена-квартера(?) (Международная Тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления [4])

Вторичная, подчиненная зональность нефть – газ (запад-восток) является в Персидском заливе и на Каспии – в Туркмении. Анализ детальных структурных карт дает однозначный максимум УВ, например, для нескольких площадей Западной Сибири, Южного Арала и др. Зональность УВ фиксируется по картам разного масштаба, что свидетельствует

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

² Бакинский государственный университет (БГУ), Баку, Азербайджан

³ Институт геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

⁴ Сатрап ресурсиз, гео-компания, Перт, Австралия

⁵ Karand Sadr Jahan Mines and Mineral Industries Company, Мешхед, Иран

в пользу ощутимой **миграции УВ**, это подчеркивал и признанный специалист **Р.Б. Сейфуль-Мулюков** [5]

Далее приведем разные факты по **УВ по другим регионам** и литературе, в том числе и по глубокому, но **не решающему фактору** [8–9]:

- баланс УВ во времени постоянен [6, 7], с использованием известных материалов Н.А. Кудрявцева [8]

- смешение **биогенных и абиогенных газов** в сипах (выход УВ) Турции – на основе впечатляющей аналитики, включая изотопию углерода и кислорода (С, О);

- данные 2022 г. НАСА по Марсу, шестому спутнику Юпитера – Европе и дальним планетам (наличие **и пропана** – C_3H_8);

- нет сплошной цепи УВ газы – нефть, хотя нефть искусственно, с катализаторами, и была получена из газа;

- по данным известной группы исследователей М.Д. Хуторского – Б.Г. Поляка, установлена примесь мантийного изотопа гелия 3 для грязевых вулканов (muds) в связи с кайнозойским магматизмом Большого Кавказа, важно, что здесь произошел захват мантийного гелия;

- получение аминокислот из неживой природы – опыт С. Миллера (США, 1951) и др. – шаг к возникновению жизни на Земле из неорганических соединений;

- констатация захваченных органических соединений на вулкане Толбачик и др., Камчатка (по Е.К. Мархинину, и др.);

- выход метана и этана в действующих вулканах Исландии;

- захваченные УВ кальдеры Узон, Камчатка, например, по Н.Л. Добрецову – Н.А. Кулакову и др. (2013 г.);

- газогидраты в океанах – по О.А. Мазаровичу и С.Ю. Соколову (2010 г.) и др.;

- знаменитые работы А.И. Опарина (1938) о происхождении жизни;

- механизм **круговорота (рециклинга) УВ** с помощью субдукции (время: мезозой-квартер) известного сейсмолога М.В. Родкина – стирает грань между противоположными гипотезами УВ. При этом М.Р. Родкин и Н.В. Пунанова (2015 г.) установили близость геохимии УВ с нижней (редко – верхней) корой. Ими же в 2022 г. получена обратная корреляция биогенных (в чехле) и «глубинных» микроэлементов. Известно, что и геохимия РЗЭ серпентинитов наиболее близка таковой нефтей;

- данные о биогенном факторе, спровоцированном глубокой дегазацией (H_2 и др.) и разломами, что известно от отечественного гения Д.И. Менделеева;

- для доминирующих в мире заведомо органических, или биогенных **УВ** важен и подчиненный глубокий фактор (катализирующий вызревание ОВ).

Закключаем, что тектоника ощутимо влияет на седиментацию, УВ, вулканизм и металлогению. Тектоника обычно маркируется магматизмом, за исключением случаев запаздывания магматизма. А магматизм, в свою очередь, рождает магматическую металлогению. Далее – магматическая металлогения опосредованно влияет на осадочную металлогению (медистые песчаники и т.д. [9–14]), которая тесно связана и с флюидным режимом. И, наконец, металлогения часто ассоциирует с УВ (УВ ниже в колонке и позднее по времени, по А.М. Кузину, например – Ю. Урал, отчасти Ю. Иран и др.). Совместный анализ геодисциплин, несомненно, очень продуктивен и важен.

Авторы очень благодарны А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату† и Е.Л. Романько†, а также В.Г. Трифонову, Г.Е. Некрасову†, В.В. Ярмолуку, А.В. Гирнису, В.Ю. Прокофьеву и В.Н. Наумову, А.Д. Бабанскому, В.Л. Сывороткину, Д.А. Астафьеву, М.В. Родкину, А.М. Кузину и многим другим различным специалистам за ценные консультации, полезные обсуждения, конструктивную критику.

Исследование выполнено по планам госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е., и др.* Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Геотектоника. 2017. № 5. С. 30–41.
2. *Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F. et al.* Caucasus – east Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, «hot» tectonics due to the African superPlume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (HC, Oil-Gas), and some problems // News of Baku State University. 2014. № 3. P. 113–136.
3. *Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V. et al.* Some new and previous materials on Alpine magmatism, tectonics, melt and fluid inclusions, and metallogeny in Eastern Iran // J. Min. Sci. 2018. V. 4(1). P. 11–28.
4. Каспийское море. Межд. тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. 1:2 500 000 / Ред. В.Е. Хаин, Н.А. Богданов. М.: ПКО «Картография», 2003.
5. *Сейфуль-Мулюков Р.Б.* Нефть как носитель информации о своем происхождении, структуре и эволюции // Информат. и её применение. 2010. Т. 4. № 1. С. 41–49.
6. *Gold T., Held M.* Helium-nitrogen-methane systematics in natural gases of Texas and Kansas // J. Pet. Geol. 1987. V. 10(4). P. 415–424.
7. *Selly R.C.* Elements of Petroleum Geology. Second edition. U.S.A.: Academic Press, 1998. 488 p.
8. *Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти. Л.: Недра, 1973. 216 с.

9. Магматические горные породы. Том 4. Средние и кислые породы / Отв. ред. В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 1985. 375 с.
10. *Лучицкий И.В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с
11. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
12. *Страхов Н.М.* Избранные труды. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука. 1983. 640 с.
13. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 641)
14. *Хворова И.В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7–29. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81)

Т.В. Романюк¹, А.С. Страшко², Н.Б. Кузнецов²

Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен детритового циркона: ченкские песчаники (Вторая гряда Крымских гор)

К настоящему времени некоторые образования Горного Крыма (ГК) уже охарактеризованы U-Pb датировками зёрен детритового циркона (dZr). Так, в работе [8] представлены суммарные результаты датирования dZr из набора проб песчаников, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена. В работах [5, 7] приведены датировки dZr из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ, а в работах [1, 3] – dZr из песчаников таврической и эскиординской серий верхнего триаса – нижней юры. Нами получены датировки dZr из песчаников ченкской толщи [6], которая наряду с перечисленными триасовыми и юрскими толщами участвует в строении киммерийского структурного комплекса ГК. Палеонтологические находки, позволяющих определить стратиграфическую привязку ченкской толщи нет, возраст и стратиграфическое положение толщи дискуссионны [4]. Сопоставление результатов датирования dZr из толщ разного возраста и литологического облика, распространенных в ГК, показало существенное различие их провенанс-сигналов и позволило сделать следующие выводы.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

1) Характер распределения возрастов dZr для песчаников ченкской толщи и раннетриасовых и раннеюрских флишевых толщ таврической и эскиординской серий существенно различны, что указывает на различие палеоводосборов.

2) Присутствие в ченкских песчаниках, так же, как и в песчаниках из средне- и верхнеюрских толщ ГК, значительного числа пермско-триасовых dZr – это аргумент в пользу среднеюрского или даже более молодого возраста ченкской толщи.

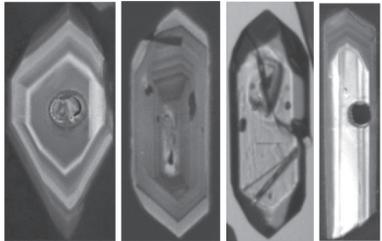
3) По характеру провенанс-сигнала из песчаников ченкской толщи, её следует трактовать как самостоятельное стратиграфическое подразделение (предпочтительнее), либо – как обособленную, самую верхнюю часть верхнетаврической свиты.

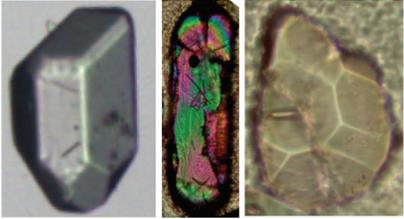
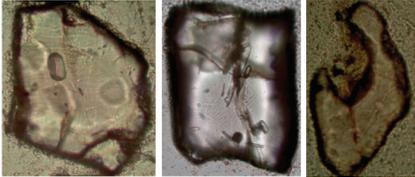
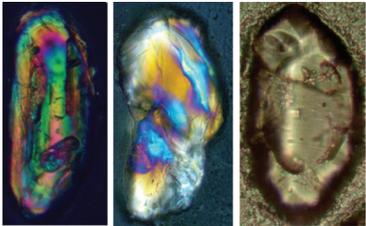
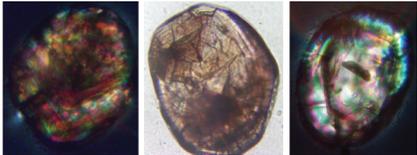
Сопоставляя dZr из разных толщ ГК, мы заметили, что наборы dZr содержат существенно различные пропорции dZr разной степени окатанности. Однако в литературе не встретили методики, формализующей оценку этих различий и позволяющую количественно оценить степени окатанности как единичных dZr, так и их выборок. Чаще всего общее количество dZr, выделенных из пробы, в разы больше, чем количество датированных dZr, таким образом, значительное количество dZr исключено из интерпретации, и в частности, информация по степени их окатанности. Предложена методика, позволяющая дать количественную характеристику степени окатанности отдельных dZr и затем для набора рассчитать интегральный индекс окатанности «SO_{набор}».

Сначала по набору признаков дается оценка степени окатанности отдельного зерна dZr (табл. 1). Для каждого dZr определяется класс ока-

Таблица 1

Параметры классификации единичного dZr по степени окатанности

Класс окатанности, Iп	Признаки окатанности циркона (форма и др.), по которым зерно относят к данному классу	Примеры изображений
II Не окатанный	Отчетливо различаются острые вершины (хотя бы одна) и ребра, а также грани кристалла. Почти полное соответствие внутренней структуры кристалла форме. Такие зерна редки в осадочных толщах, но обычны в магматических породах	

Класс окатанности, <i>In</i>	Признаки окатанности циркона (форма и др.), по которым зерно относят к данному классу	Примеры изображений
I2 Слабо-окатанный	Вершины кристалла сглажены, но видны ребра и грани. Даже, если ребра и грани сглажены, но один размер превышает все остальные, более чем в 3 раза. В изначально правильных кристаллах можно различить реликты «краевых» пирамидок	
I3 Средне-окатанный	Вершины и ребра кристалла сильно сглажены, но различимы грани кристалла. Общая негладкая форма. Возможно превышение одного размера над остальными более чем в 2 раза, но менее 3. К этому классу относятся все сложно классифицируемые зерна	
I4 Сильно-окатанный	Округлая гладкая форма зерна при сохранении удлиненного и более сложного облика; ни грани, ни тем более ребра или вершины не сохранились. На поверхности могут присутствовать дефекты. Превышение одного размера над остальными не более 2	
I5 Полностью окатанный	Практически сферическая форма, чаще всего дискордантная внутренней структуре зерна. Поверхность зерна практически гладкая, без дефектов	

танности (I) от 1 до 5. Для неокатанного кристалла I = 1, для наиболее частого случая среднеокатанного dZr I = 3, для dZr полностью окатанного (до сферической формы) I = 5. Степень окатанности каждого зерна (Ozr) определена как сумма величины класса окатанности I и уточняющего коэффициента (Ocor):

$$Ozr = I + Ocor,$$

где уточняющий коэффициент Ocor = 0 для классов 1 и 5, но Ocor может меняться от -0.5 до +0.5 для классов окатанности 2, 3 и 4. Это обусловлено тем, что сложностей с отнесением зерен к классам 1 или 5 нет. Однако часто возникают затруднения с отнесением dZr к классам 2, 3 или 4. Например, если по своим характеристикам dZr находится между 3 и 4 классом, но ближе к классу 4, то нужно присвоить этому dZr класс I = 4 и корректирующий коэффициент Ocor = -0.3. В этом случае степень окатанности этого dZr получится Ozr = 3.7.

При оценке степени окатанности dZr учитываются только детали, непосредственно связанные с процессом генерации кристалла и его дальнейшего окатывания. Свежие технические сколы, которые могут появиться при обработке пробы (дробление, шлифование и др. процедуры), игнорируются. Редко, но бывает так, что у зерна одна сторона выглядит менее окатанной, чем другая. Так случается, если в процессе эволюции уже сильно окатанное зерно было расколото, и поверхность скола еще не успела сгладиться. В этом случае зерно оценивается по максимально окатанным деталям. Кристаллам немагматического происхождения, у которых не зафиксирована внутренняя структура, а также другим зернам, для которых по разным причинам сложно выполнить классификацию, присваивается класс 3.

Далее для набора dZr рассчитывается интегральный индекс окатанности, или $SO_{\text{набор}}$, по формуле:

$$SO_{\text{набор}} = [n1 * Ozr \cdot V1 + \sum(n2) Ozr + \sum(n3) Ozr + \sum(n4) Ozr + n5 Ozr \cdot V5] / N,$$

где $N = n1 + n2 + n3 + n4 + n5$; n_i – число dZr соответствующего класса; $\sum(n_i)Ozr$ – означает суммирование Ozr для соответствующего класса.

Величины весовых коэффициентов (IV) усиливают в 2 и 1.5 раза вклад dZr крайних классов I1 и I5, соответственно, в интегральный индекс окатанности $SO_{\text{набор}}$ по сравнению с вкладом dZr остальных классов.

При доминировании dZr средней окатанности (класс I3) и примерно одинаковом числе неокатанных и слабоокатанных dZr (классы I1 и I2), а также сильноокатанных и полностью окатанных dZr (классы I4 и I5), значение $SO_{\text{набор}}$ около 3.5. Это характеристика пород, в которой нет явного преобладания слабоокатанных или сильноокатанных dZr, что является

наиболее частым случаем. При увеличении числа сильноокатанных и полностью окатанных dZr коэффициент увеличивается и может в пределе достичь 5, и даже более 5, если все dZr полностью окатаны (класс I = 5). И напротив, при увеличении числа неокатанных и слабоокатанных dZr, значение коэффициента $SO_{\text{набор}}$ уменьшается и в пределе может понизиться до 0.5, если все dZr неокатанные (класс I = 1). В частности, для набора зерен магматического циркона, в котором представлены только зерна классов I1 и I2, значение $SO_{\text{набор}}$ всегда меньше 2 (табл. 2, циркон из риолитов скалы Монах [2]).

Точность и надежность классификации степени окатанности для одного зерна dZr не очень высока; рутинная ошибка – 0.5 единицы, а для некоторых зерен dZr классификация может оказаться и фатально неправильной. Например, если неокатанный совершенный призматический удлиненный кристалл с «краевыми» пирамидками на концах, который должен быть классифицирован как I1, при изготовлении препарата был помещен в эпоксидную смолу вертикально и приполирован до середины, то на изображении он будет виден как изометричное зерно без ярко выраженных ребер и граней, и при плохом качестве изображения, которое не позволит распознать его истинную форму, может быть классифицирован как I4. С другой стороны, в сильно окатанном dZr, которое должно быть классифицировано как I4, «технический» острый скол, при определенных обстоятельствах, может быть принят за сохранившуюся вершину, и этот dZr может быть классифицирован как I1. Тем не менее, из-за того, что число dZr в наборе обычно 200–300 зерен (солидная статистика), ошибки в ту и другую сторону будут скомпенсированы, и интегральный показатель $SO_{\text{набор}}$ оказывается весьма устойчивым.

Тестовые процедуры и накопленный опыт показали, что возможные ошибки классификации в виде систематического повышения или понижения класса окатанности между I2 и I3 или I3 и I4 при количестве ошибок около 10% от общего числа dZr в наборе приведет к изменению величины $SO_{\text{набор}}$ на ~0.2–0.3. С другой стороны, добавление в набор 10% неокатанных (класс I1) или полностью окатанных (класс I5) dZr уменьшает или увеличивает $SO_{\text{набор}}$ на ~0.5–0.7 соответственно. Таким образом, разницу величин $SO_{\text{набор}}$, подсчитанных для разных наборов, не превышающую 0.5 – следует рассматривать как рутинную ошибку; 0.7 и более – как значимое различие; а более 1.0 – как существенное различие.

Сводка параметров окатанности dZr, характеризующих песчаники из различных толщ ГК, приведена в табл. 2.

Полученные значения $SO_{\text{набор}}$ для dZr из песчаников таврической и эскиординской серий показали высокие значения, существенно превышающие 3. Полученные $SO_{\text{набор}}$ для dZr из двух проб N18-04 и K20-114 песчаников ченкской толщи – 2.75 и 2.46 соответственно. Отбор этих

**Сводка параметров окатанности dZr из различных толщ ГК
и циркона магматогенного происхождения из риолитов скалы Монах**

Толща или объект (№ пробы)	Сумма зерен dZr	dZr, I1	dZr, I2	dZr, I3	dZr, I4	dZr, I5	SO _{набор}
Таврическая серия (N18-01)	276	1	5	116	103	51	4.32
Эскиординская серия (N18-03)	187	8	36	81	48	14	3.40
Таврическая серия (N18-02)	126	3	22	57	28	16	3.66
Ченкская толща (N18-04+K20-114)	411	74	99	159	68	11	2.59
Ченкская толща (N18-04)	184	25	41	76	38	4	2.75
Ченкская толща (K20-114)	227	49	58	83	30	7	2.46
Риолиты, скала Монах	20	8	12	0	0	0	1.43

проб сделан в разных локациях, и фотографирование dZr выполнялось разными исследователями, тем не менее, расхождение величины SO_{набор} составило ~0.3, т.е. в пределах рутинной ошибки. Расчет этой величины для суммарного набора dZr по двум пробам N18-04 и K20-114 песчаников ченкской толщ указал SO_{набор} = 2.59, что значительно ниже 3 и существенно ниже, чем величина SO_{набор} для dZr из песчаников других толщ. Это согласуется с данными о том, что для песчаников ченкской толщ характерен практически неокатанный обломочный материал, и усиливает доказательную базу того, что ченкскую толщу следует выделять как самостоятельное стратиграфическое подразделение.

Исследования соответствуют темам госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; обработка анализов проведена при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00409.

Литература

1. *Абрамова Л.М., Баишева Э.З., Габбасова И.М. и др.* Уникальные памятники природы – шиханы Тратау и Юрактау. Уфа: Гилем, Башк. Энцикл, 2014. 312 с.

2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 52–75.

3. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 52–75.

4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки горного института. 2022. Т. 255. С. 435–447.

5. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–32.

6. Панов Д.И. Ченкская свита (нижняя юра) Юго-Западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геологический. 2015. № 4. С. 31–41.

7. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 3. С. 453–473.

8. Страшко А.С., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона из ченкских песчаников (Вторая гряда Крымских гор) – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы ЛIII (53-го) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 2. С. 217–223.

9. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. N 7. P. 2407–2428.

10. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Eds M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 428. P. 241–264.

Строгое и точное отношение к принципу актуализма на примере газообразования углей

Принцип актуализма – «...важнейшая фундаментальная идея, положенная в основу реконструкции картины геологических явлений. Базируется на гипотезе, согласно которой силы и явления геологического прошлого аналогичны современным, что позволяет на основании наблюдаемой картины геологического процесса делать непосредственные выводы о ходе соответствующего процесса в прошлом» – эта мысль высказана в [4].

В переводной работе [5, с. 15] приводятся определения строгости и нестрогости определений, однако отмечается: «...в то же время, словам, употребляемым при описании явлений природы, ...придать точного значения нельзя». В англоязычной научной литературе эти законы в той или иной интерпретации также имеют место [8, 9].

В русской версии актуализм, или актуалистический метод, также является одним из основных для химии и геологии. В частности, в работе [2] сказано, что М.В. Ломоносов открыл основной закон химических превращений вещества, который в настоящее время формулируется так: «Масса веществ, вступивших в реакцию всегда равна массе образовавшихся в результате реакции».

В исследованиях [1, 7] и во всех (почти без исключения) работах, посвященных генерации флюидов при катагенезе органического вещества растительных остатков, вкралась одна неточность – во всех исследованиях авторы подменяют это материнское органическое вещество на совершенно другое, которое им кажется, вполне подходящим и для последующего поэлементного (С, Н, О, незначительные количества азота и серы) балансового расчета. Идеальным вариантом было бы поэлементно измерить содержание именно этих элементов до начала катагенетических преобразований, и затем (когда пройдут эти изменения) снова поэлементно измерить их содержание, но жизнь человека слишком коротка в геологическом летоисчислении.

Другой важной особенностью является разнородность и исходного, и завершающего растительного материала, а ведь это в значительной степени влияет на количество образующихся флюидов.

Эти два обстоятельства не позволяют строго и точно определить количество образующихся газообразных продуктов. Поэтому была разра-

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар, Республика Коми

ботана схема как свести к минимуму эти противоречивые аспекты, но, к сожалению, объем тезисов крайне ограничен и не позволяет привести в полном виде этот материал [6]. Весьма таинственным выглядит совпадение значений (по среднему геометрическому для метана или парафинов). Предположим, что у нас есть программа, позволяющая вычислять количество газообразных продуктов с любой (именно, с любой!) точностью по среднему геометрическому. Тогда мы дойдем до некоторого предела, за которым будет своего рода плато.

В заключение позволю себе напомнить об одном исследовании [3], само название которого говорит само за себя – «Точность, истина и рост знания».

Литература

1. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород. Л.: Недра, 1983. 164 с.
2. Глинка Н.Л. Общая химия М.: Госхимиздат, 1954. 759 с.
3. Кураев В.И., Лазарев Ф.В. Точность, истина и рост знания. М.: Наука. 1988. 240 с
4. Муравски Г. Толковый словарь немецких геологических терминов. М.: Мир, 1980. 373 с.
5. Полинг Л. Общая химия М.: Мир, 1974. 846 с.
6. Рябинкин С.В. Противоречие между средними арифметическим и геометрическим в нахождении убыли органического вещества углей в процессе катагенеза // Добрецовские чтения: наука из первых рук. Материалы Первой Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающегося ученого и организатора науки академика РАН Н.Л. Добрецова. Новосибирск, 2022. С. 269–272.
7. Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 312 с.
8. The Concise Oxford dictionary of Earth sciences / Ed. A. Allaby, M. Allaby Oxford, New York: Oxford University Press, 1991. 432 p.
9. Zylka R. Geological dictionary. Warszawa: Wyd.geolog., 1970. 1439 p.

Особенности состава терригенной толщи нижнего визе юга гряды Чернышева Тимано-Печорской провинции

Терригенно-карбонатная толща нижнего карбона Тимано-Печорской провинции (ТПП) сформирована в мелководно-морских и прибрежных условиях палео-Урала. Основными ее компонентами были мономиктовые кварцевые песчаники и алевролиты, иногда с глинисто-карбонатным цементом, а для аргиллитов характерен также идентичный набор минералов глинистой фракции (каолинит, иллит и смешанослойные фазы иллит/смектитового и хлорит/смектитового состава, которые и представляют разбухающую составляющую). Хлорит, по-видимому, во всех образцах изменен, так же, как и иллит. Поэтому хлорит в основном присутствует в виде смешанослойных неупорядоченных фаз типа хлорит/смектит. Однако в терригенном разрезе по руч. Изъяэль на юге гряды Чернышева ТПП выделено несколько минералов, ранее нигде не встречающихся в одновозрастных породах, возможно это связано с расположением разреза и новым источником сноса [1].

Изменения обстановок осадконакопления фиксируют значения изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (табл. 1), которые могут показать, как быстро и насколько сильно менялись условия формирования пород. Кроме того, терригенная толща нижнего визе характеризуется наличием в минеральном составе песчаников и алевролитов нехарактерных для региона минералов, содержащих РЗЭ, таких как **монацит** и **ксенотим**. А в глинистой фракции пород присутствуют аллофан, ломонтит, филлипсит, барит и другие довольно редкие минералы для этой толщи. Образование таких минеральных ассоциаций чаще связывают с вторичными процессами по вулканическим породам или их размывом и переотложением.

Так **монацит** содержит более 50% оксидов легких редкоземельных элементов (до 5–10% ThO_2 , иногда до 1% U_3O_8) и обладает естественной радиоактивностью.

Ксенотим (YPO_4 [Er, Ce, Th, Fe, U, Si]) содержит следующие оксиды: иттрия – 55–63%, фосфора – 25–27%; и другие тяжелые РЗЭ. А их происхождение связано с вулканической и гидротермальной деятельностью.

Филлипсит $\text{K}_6(\text{Si}_{10}\text{Al}_6)\text{O}_{32} \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ так же, как и большинство других цеолитов, имеет достаточно сложный химический состав. Он встречается в пустотах эффузивных, в частности щелочных, пород (лейцитовых базальтов и др.) в виде миндалинов. Для него характерна приуроченность к

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Изотопы неорганического углерода и кислорода

№ п/п	Местоположение	№ обр.	Возраст	Порода	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
1	р. Изъяю	Iz-1 20A/1	C_1s_1	известняк	1.05	27.16
2	р. Изъяю	Iz-2 41/16	C_1v_2	известняк	1.68	29.77
3	руч. Изъяёль	148	C_1tl	известняк	-1.06	26.10
4	руч. Изъяёль	141	C_1tl	доломит	-3.88	26.06
5	руч. Изъяёль	90	C_1v_{1-2}	алевролит	1.13	26.26
6	руч. Изъяёль	98	C_1v_1	сидерит	-8.16	25.97
7	руч. Изъяёль	41	C_1t	доломит	-4.16	26.23
8	руч. Изъяёль	34	C_1t	аргиллит	1.88	18.07

определенным типам пелагических илов (цеолитовые красные глины), в то время как клиноптилолит встречается в более широком спектре осадков и пород – от красных глин, глинисто-кремнистых и карбонатных илов до вулканокластических алевритов, песчаников и брекчий. При этом указывается, что филлипсит господствует в кайнозойских осадках вплоть до миоцена, а в более древних породах филлипсит практически отсутствует; тогда как **клиноптилолит** получает значительно более широкое распространение.

Аллофан принадлежит группе вторичных глинистых минералов. Это широко распространенный минерал бокситовых пород (нижнекаменноугольные отложения) гипергенный по происхождению, т.е. формируется под воздействием физических и химических процессов в атмосфере и гидросфере при низких температурах. Он образуется из материалов вулканического пепла и является одним из основных компонентов вулканических почв. Однако он также может быть найден в глинистой фракции многих невулканических почв. Аллофан является продуктом выветривания или гидротермального изменения вулканического стекла и полевых шпатов и иногда имеет состав, аналогичный каолиниту. Обычно образуется при слабокислом или нейтральном pH (5–7).

Причиной такого разнообразия новых минералов в терригенной части разреза, по-видимому, стали не только часто меняющиеся условия осадконакопления и достаточно сильные вторичные изменения пород, но и дополнительный источник сноса. Так, минералы с РЗЭ чаще связывают с условиями вулканической деятельности, гидротермальными процессами и формированием (или размывом) россыпей из коренных месторождений. Вторичные минералы, такие как аллофан и филлипсит (или клиноптилолит) также могут служить маркерами современной осадконакоплению вул-

канической деятельности, ее результатом являлись близкорасположенные вулканические образования, известные на восточном склоне Урала.

Литература

1. Рябинкина Н.Н., Шадрин А.Н. Условия формирования терригенных отложений нижнего карбона южной части гряды Чернышева // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2023/6_2023.html

Б.А. Сахаров¹, В.А. Дриц¹

Реальная структура и индексы «кристалличности» природных каолинитов

Всесторонний анализ возможных дефектов в структуре каолинита показал, что искажения реальной структуры 1:1 слоев не допускают таких дефектов упаковки, как взаимное вращение слоев на 120° , смещения слоев на отрезки кратные $b/3$ и модель чередования слоев с разным положением октаэдрической вакансии, предложенные в литературе [3, 7, 9]. Согласно концепции [2], основные дефекты в структуре каолинита возникают в результате того, что один и тот же каолиновый слой может иметь две разные межслоевые трансляции, связанные друг с другом зеркальной плоскостью симметрии. Случайное чередование таких слоев внутри отдельных кристаллитов будет создавать правые и левые структурные фрагменты каолинита и, таким образом, вызывать структурный беспорядок. Из-за приблизительно тригональной симметрии каолинового слоя в структуре каолинита может также существовать вектор слоевого смещения вдоль зеркальной плоскости. Помимо этих структурных нарушений каолиниты могут содержать так называемые произвольные дефекты упаковки, которые связаны со случайными смещениями слоев на произвольные трансляции и/или поворотами смежных слоев на произвольные углы. Поэтому модель реальной структуры каолинита, определяемая вероятностью таких дефектов, может быть надежно установлена только моделированием экспериментальной дифракционной картины. На основе этой модели в [5, 8, 12] были промоделированы экспериментальные рентгенограммы природных каолинитов и показано, что изученные образцы состоят из

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

физической смеси двух различных популяций кристаллитов каолинита с высоко- (НОК, high ordered kaolinite), и низко-упорядоченными (ЛОК, low ordered kaolinite), структурами, которые в разных соотношениях встречаются в различных образцах.

В исследованиях каолинитов обычно не используют методы моделирования дифракционных картин, поскольку они сложны. Для оценки совершенства их структуры часто применяют, так называемые, индексы «кристалличности» [1, 4, 6, 11, 13], основанные на простых измерениях высот рентгеновских дифракционных пиков в области отражений $02l$, $11l$, как наиболее чувствительных к структурным дефектам. Эти коэффициенты-индексы являются исключительно эмпирическими параметрами и используются лишь для того, чтобы каким-то образом различать те или иные образцы. Экспертная система [10] тоже использует набор простых измерений на дифрактограмме. Однако в отличие от индексов «кристалличности» она направлена на оценку некоторых реальных структурных параметров природных каолинитов.

В настоящей работе моделированием рентгеновских дифракционных картин исследованы 30 каолинитовых образцов, для которых установлено как содержание НОК и ЛОК фаз, так и их структурные параметры. Для каждого образца рассчитаны разные индексы «кристалличности», предложенные в литературе, и проведено их сопоставление с величинами НОК:ЛОК. Кроме того, все каолинитовые образцы были проанализированы с помощью Экспертной системы [10] и полученные результаты также сравнивались с данными моделирования дифракционных картин.

Анализ результатов моделирования экспериментальных дифрактограмм показал, что все образцы оказались смесью НОК и ЛОК фаз с их соотношением, меняющимся от 0.86:0.14 до 0.04:0.96. Кроме того выяснилось, что индивидуальные НОК и ЛОК фазы в разных образцах не слишком сильно отличаются друг от друга, как по содержанию разных слоев смещений, так и произвольных дефектов. Более того, для одного и того же образца размеры областей когерентного рассеяния в плоскости слоев, общее число слоев в кристаллитах и степень их ориентации для НОК и ЛОК фаз, как правило, одинаковы или очень близки. Все эти особенности реального строения каолинитовых образцов свидетельствовали о том, что соотношение НОК и ЛОК фаз является основным фактором, который формирует распределение интенсивности на дифракционной картине. Поэтому оказалось, что все индексы «кристалличности» каолинитов в той или иной степени пропорциональны соотношению НОК:ЛОК фаз в изучаемом образце. Были построены взаимозависимости значений НОК и индексов «кристалличности». Полученные уравнения можно использовать для нахождения концентраций НОК и ЛОК в природных каолинитах. Однако среди всех индексов «кристалличности» наиболее закономерно эта связь проявляется

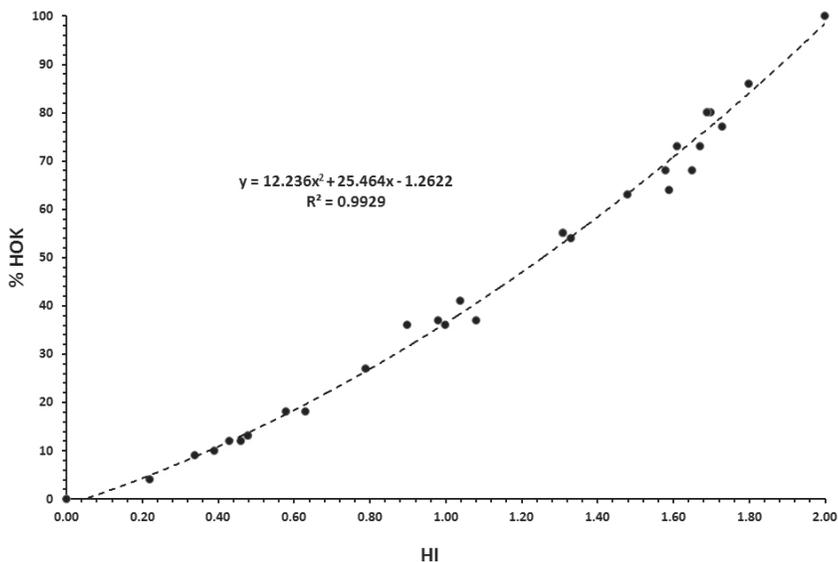


Рис. 1. Взаимозависимость значений НОК и индекса «кристалличности» Хинкли (НИ)

для НОК и индекса Хинкли, НИ, которая описывается квадратным уравнением $\text{НОК} (\%) = 12.236 \text{ НИ}^2 + 25.464 \text{ НИ} - 1.2622$ (рис. 1) с фактором корреляции $R^2 = 0.993$. Вместе с тем Экспертная система [10] не может считаться надежным методом для однозначной структурной интерпретации каолиновых образцов, поскольку она часто предсказывает однофазные образцы, тогда как метод моделирования показывает смесь НОК и ЛОК фаз. Более того, в некоторых двухфазных образцах с низким содержанием ЛОК фазы, установленным моделированием дифракционных картин, она предсказывает содержание низкодефектной НОК фазы больше 100%.

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН (тема FMMG-2023-0008).

Литература

1. *Aparicio P., Ferrell R., Galán E.* A new kaolinite order index based on XRD profile fitting // *Clay Minerals*. 2006. V. 41. P. 811–817.
2. *Bookin A.S., Drits V.A., Plançon A., Tchoubar C.* Stacking faults in kaolin-group minerals in the light of real structural features. // *Clay. Clay Miner.* 1989. V. 37. P. 297–307.
3. *Brindley G.W., Robinson K.* The structure of kaolinite. // *Miner. Mag.* 1946. V. 27. P. 242–253.

4. *Chmielová M., Weiss Z.* Determination of structural disorder degree using an XRD profile fitting procedure. Application to Czech kaolins // *Applied Clay Science*. 2002. V. 22. P. 65–74.

5. *Drits V.A., Zviagina B.B., Sakharov B.A. et al.* New insight into the relationships between structural and FTIR spectroscopic features of kaolinites // *Clay. Clay Miner.* 2021. V. 69. P. 366–388.

6. *Hinckley D.N.* Variability in “crystallinity” values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina // *Clay. Clay Miner.* 1963. V. 11. P. 229–235.

7. *Murray H.H.* Structural variation of some kaolinites in relation to dehydroxylated halloysite // *Am. Mineral.* 1954. V. 39. P. 97–108.

8. *Plançon A., Giese R.F., Snyder R. et al.* Stacking faults in the kaolin-group mineral defect structures of kaolinite // *Clay. Clay Miner.* 1989. V. 37. P. 203–210.

9. *Plançon A., Tchoubar C.* Determination of structural defects in phyllosilicates by X-ray powder diffraction- II. Nature and proportion of defects in natural kaolinites // *Clay. Clay Miner.* 1977. V. 25. P. 436–450.

10. *Plançon A., Zakharie C.* An expert system for the structural characterization of kaolinites // *Clay Miner.* 1990. V. 25. P. 249–260.

11. *Range K.J., Weiss A.* Über das Verhalten von kaolinitit bei hohen Drücken // *Ber. Deut. Keram. Ges.* 1969. V. 46. P. 231–288.

12. *Sakharov B.A., Drits V.A., McCarty D.K., Walker G.M.* Modeling of powder X-ray diffraction patterns of the Clay Minerals Society kaolinite standards: KGa-1b and KGa-2 // *Clay. Clay Miner.* 2016. V. 64. P. 314–333.

13. *Stoch L.* *Mineraly Ilaste.* Warsaw: Geological Publishers, 1974. P. 186–193.

Г.М. Седаева¹

Особенности постседиментационного преобразования биогенных кремнисто-карбонатных пород палеозоя периферии древних платформ Евразии

Многими исследователями ранее было выявлено наличие кремнисто-карбонатных пород на определенных возрастных интервалах разрезов палеозоя, расположенных по периферии древних платформ Евразии. Эти породы установлены в карбонатных разрезах Тимано-Печорского и

¹ Московский государственный университет (МГУ) им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Волго-Уральского регионов; Прикаспия; Западного и Восточного Урала и Приуралья; Западной, Восточной и Южной Сибири; Казахстана, Донбасса и Прикарпатья, а также Северной (Швеция) и Западной (Бельгия, Германия, Франция, Польша) Европы. Кремнисто-карбонатные породы распространены среди отложений верхнего ордовика, верхнего девона (франа, фамена), нижнего (турне) и верхнего (ранее среднего) карбона [2–5, 7–8].

Кремнисто-карбонатные породы представлены различными литологическими типами (литотипами) микрозернистых и отчасти детритовых известняков с разнообразными остатками фауны и флоры (водорослей), и в них отмечается содержание от 5–10 до 30% силицитово-составляющей. Как правило, они территориально концентрируются вблизи глубинных разломов или пространственно связаны с областью распространения вулканогенных пород, представленных эффузивами и прослоями пеплов [3–5, 7–8]. Литотипы известняков с повышенным содержанием кремнезема (>10%) почти повсеместно содержат остатки цианобактерий или/и следы их жизнедеятельности (от 30 до 80% общей массы породы) – темновато-серые участки микрозернистого кальцита, или микрита микробиальной природы, пропитанные органическим веществом (ОВ), среди которых отмечаются нити красных водорослей. Различные остатки цианобактерий и отчасти красных водорослей встречаются и в детритовых известняках, но в меньшем количестве.

Детальные исследования кремнисто-карбонатных пород показали, что кремнезем в них биогенной природы, и образовался, в основном, по скелетным остаткам радиолярий. Биогенный силицитовый материал первоначально опалового состава, в одном случае замещался халцедоном и кварцем, а в другом – кальцитом, т.е. карбонатом кальция (Са-карбонат). В первом случае окремнение обусловлено обогащением морских вод SiO_2 вследствие обильного поступления пирокластического материала и подводных излияний. На это указывает парагенез кремнисто-карбонатных пород с разновозрастными им туффитами, туфами и лавами основного и среднего состава (разрезы верхнего палеозоя Приполярного, Северного и Южного Урала и Приаралья, домезозойский комплекс Западной Сибири, северо-востока Якутии и др.). Во втором случае, это связано с высокими скоростями карбонатакопления и быстрым захоронением осадочного материала, с удаленностью от областей вулканизма и ограниченного поступления кремнезема с близлежащей суши (крупных островов). В кремнисто-карбонатных породах с малым (<10%) содержанием SiO_2 преобладают мелководные разнообразные морфологические группы радиолярий, а со значительным (20–30%) содержанием кремнезема – более глубоководные и относительно однообразные по морфологии их группы, характерные для гемипелагических участков и областей морского бассейна [1].

В кремнисто-карбонатных отложениях, образовавшихся в разных обстановках мелководного внутреннего и отчасти внешнего шельфа, силицитовая составляющая биогенной природы представлена колломорфно-зернистым (криптокристаллическим) халцедоном, на фоне которого видны мельчайшие и едва заметные изотропные участки гидрогеля кремнезема – кристобалита (опала-СТ). Это косвенно указывает на то, что данные породы находятся на стадии раннего или начального катагенеза несмотря на то, что многие из них сохранили свой первичный «седиментационный» облик. В относительно глубоководных кремнисто-карбонатных породах (гемипелагической природы) местами наблюдаются новообразования микрокристаллического кварца среди халцедона колломорфно-зернистого строения в связи с дальнейшей раскристаллизацией силицитовой составляющей. Присутствие аутигенного кварца косвенно указывает на то, что кремнисто-карбонатные породы преобразованы до стадии позднего или глубинного катагенеза. На стадии метагенеза халцедон полностью замещен кварцем, хотя сами породы – известняки подвергнуты участками слабой раскристаллизации основной или связующей массы мелко-микрозернистого строения, незначительной из-за наличия тонкодисперсного ОВ в ее составе. Вследствие этого известнякам зоны метагенеза присущ «седиментационно-диагенетический» облик с образованием мельчайших стяжений или микроконкреций аутигенного кварца и характерной мелкопятнистой структуры в отдельных участках.

Замещение первичного биогенного кремнезема микрозернистым кальцитом микробиальной природы [1, 6] наблюдается в известняках, формирование которых происходило на мелководье обширных эпиконтинентальных морских бассейнов, на фоне ускоренного погружения и компенсированного карбонатакопления, в зоне сочленения конседиментационно растущих палеоподнятий и палеовпадин внешнего и отчасти внутреннего шельфа (карбонатные платформы). Эти породы представлены микробиально-микрозернистыми известняками, в основной массе которых наблюдаются сферы (кальцисферы), первичные поры и полости, выполненные кристаллическим кальцитом – спаритом. Данные известняки в научной литературе известны как «сферо-узорчатые» известняки или микрозернистые известняки со сферами [2, 3–5]. В них наблюдаются микритизированные остатки «толстостенных» радиолярий, разнообразных по форме и размерам [1, 6]. Многие радиолярии были подвергнуты микробиальной коррозии в результате воздействия на них микробионтов (в основном, цианобионтов). Вследствие этого от самих радиолярий остались только сферы, принимаемые ранее за остатки фораминифер, водорослей и проч. [2–3, 7]. Карбонатизация радиолярий происходила, по всей вероятности, на стадии диагенеза на фоне ускоренного, интенсивного накопления известковых осадков, их быстрого захоронения и

литификации. Дальнейшим литогенетическим преобразованиям (перекристаллизации и отчасти грануляции) подверглись лишь участки породы, сложенные спаритом, а микрозернистые участки микробиальной природы с заключенными в них измененными остатками радиолярий, остались почти неизменными, т.к. тонкодисперсное ОВ препятствовало их раскристаллизации. Известняки сохранили свой «седиментогенный» облик вплоть до стадии глубинного катагенеза и даже раннего метагенеза.

В заключение следует отметить, что большая часть биогенных кремнисто-карбонатных пород сохранила свой первично «седиментогенный» облик. Постседиментационные их преобразования на разных стадиях литогенеза можно выявить только по характеру изменений и составу силицитовой составляющей, которые обусловлены постепенной раскристаллизацией гидрогеля кремнезема (опал – халцедон – кварц), если не происходило их замещения микробиальным микрозернистым кальцитом на стадии раннего диагенеза. По мнению автора, опаловый состав первично биогенного кремнезема сохраняется до вплоть до стадии позднего диагенеза. Его преобразование начинается на стадии раннего (начального) катагенеза, когда происходит ракристаллизация биогенного кремнезема и образование халцедона с сохранением реликтов (опала СТ, кристобалита). Эти процессы продолжают до стадии глубинного катагенеза и приводят к возникновению участков микрокристаллического кварца среди колломорфно-зернистых образований халцедона. На стадии метагенеза халцедон полностью раскристаллизован с образованием аутигенного кварца мелко- и отчасти средне-мелкокристаллической структуры. В случае замещения силицитовой составляющей микрозернистым кальцитом микробиальной природы, определение стадии литогенеза кремнисто-карбонатных пород крайне затруднено из-за наличия в основной или связующей массе разных литотипов известняков (микрозернистых и детритовых) и тонкодисперсного органического вещества (ОВ).

Литература

1. Вишневецкая В.С., Седаева К.М. Ревизия некоторых таксонов фораминифер отряда Parathuramminoidea и вопросы эволюции фораминифер и радиолярий // Палеонтологический журнал. 2002. № 6. С. 15–24.
2. Вишняков С.Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего палеозоя северо-западного крыла Подмосковского бассейна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 4. С. 80–90.
3. Киреева Г.Д., Максимова С.В. Фациальные изменения известняков Донецкого бассейна // Л.: Недра, 1959. 130 с.
4. Максимова С.В. Породообразующая роль кремневых организмов и вулканизм // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1975. № 5. С. 22–27.

5. *Максимова С.В.* Биогенные силициты – показатель активизации глубинных разломов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53(6). С. 152–161.

6. *Седаева К.М., Вишневская В.С.* Ревизия надсемейства Parathurammi-
noidea – фораминиферы или радиолярии // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 5. С. 15–19.

7. *Тихомиров С.В.* О вероятном влиянии вулканизма на осадконакопление и организмы в девоне на Русской платформе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36(2). С. 26–27.

8. *Тихомиров С.В.* Этапы осадконакопления девона Русской платформы // М.: Наука, 1967. 268 с.

**И.Е. Стукалова¹, С.В. Наугольных¹, Т.А. Садчикова¹,
А.Л. Чепалыга²**

Гагаты в отложениях средней юры Крыма (г. Судак): углепетрография, палеоботаника и условия образования

Объектом исследования являются угленосные отложения средней юры (бат-келловейский ярусы, копсельская свита), изученные в естественных обнажениях долины р. Копсель в районе г. Судак (Крым). Интерес для исследования представляет присутствие в этих отложениях линз и прослоев бурого угля – гагата. Многие исследователи (Н.И. Андрусов, А.А. Борисьяк, М.А. Михельсон, А.С. Моисеев, В.А. Обручев и др.) отмечали в разных районах п-ва Крым наличие ископаемых углей в отложениях средней юры [1, 2], но изучение их часто было недостаточным. Наиболее изученным является Бешуйское месторождение гагатов в Бахчисарайском районе, где велась добыча углей для местных нужд.

В ходе полевых работ в сентябре 2021 г. были описаны два обнажения (24/21 и 25/21) копсельской свиты средней юры, относимой к неразделенным батскому-келловейскому ярусам, которые расположены в 1 км выше устья р. Копсель и берега Черного моря. В целом в разрезе вскрывается терригенный комплекс, представленный чередованием слоев разнозернистых песчаников и алевролитов (последние – с многочисленными конкреционными образованиями) с линзовидными пропластками и линзами углей. Гагаты изучены макроскопически (формы и условия зале-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт географии (ИГ) РАН, Москва, Россия

гания в разрезе) и микроскопически (углепетрографическими методами): в двусторонне-полированных шлифах в поляризационном микроскопе, а также в сканирующем микроскопе VEGA3 TESCAN (ГИН), с помощью приставки UTM MAX к СЭМ выполнен микроанализ химических элементов (рис. 1). Проведены палеоботанические исследования углефицированных растительных остатков (рис. 2).

Углепетрографические исследования позволили определить микрокомпонентный состав юрских углей и отнести их к гумусовой группе. Палеоботанические исследования подтвердили отнесение углей к разновидности гагатов, так как в основном они сложены остатками растений семейства Араукариевых или близких к ним таксонов.

При исследовании шлифов в проходящем свете (увел. $100\times$ – $200\times$) видно, что уголь состоит из крупных фрагментов структурного витринита и гелефицированной основной массы. Структурный витринит красно-коричневого цвета, с сохранившимися проводящими каналами растительной ткани, более темными, чем основная масса. Гелефицированное вещество красно-коричневого цвета, полуразложившееся, иногда в нем наблюдаются сохранившиеся годовые кольца древесины. В сканирующем микроскопе при увеличениях от $200\times$ до $2000\times$ отчетливо проявляется блоковая структура гагата, наблюдается угольное углеродистое вещество (темное поле) и крупные трещины (светлое поле), заполненные кальцитом (см. рис. 1-1). Наблюдается характерное для однородного колломорфного витринитового вещества строение с внутренними трещинами усыхания (см. рис. 1-2). Точки замеров химических анализов на темном поле показывают преобладающее содержание углерода, на светлом поле – кальция. Минеральные включения представлены терригенной примесью в виде редких мелких зерен кварца и пирита. Вторичные изменения выражаются в пропитке органической массы гагатов карбонатными растворами, возможно при повышенной температуре, так как органическое вещество становится оптически непрозрачным. Кальцит развит также по трещинам в витрините: это макротрещины, мелкие трещины и наннотрещины (различаемые в сканирующем микроскопе) (рис. 1-3, 1-4).

В результате изучения углефицированной древесины в электронном сканирующем микроскопе были получены данные об ее анатомическом строении (рис. 2). Древесина пикноксилная, сложенная трахеидами с однорядной поровостью. Наблюдаются поля перекреста с многочисленными порами круглых и овальных очертаний. Средний диаметр трахеид меняется в пределах от 20 мкм до 30 мкм. Наблюдается слабо развитая паренхимная ткань. Установлено большое сходство изученных древесин с древесинами рода *Araucarioxylon* Kraus 1870, emend. Maheshwari 1972 [3]. Палеоботанические исследования позволили определить таксономическое положение растений-углеобразователей, относящихся к хвойным.

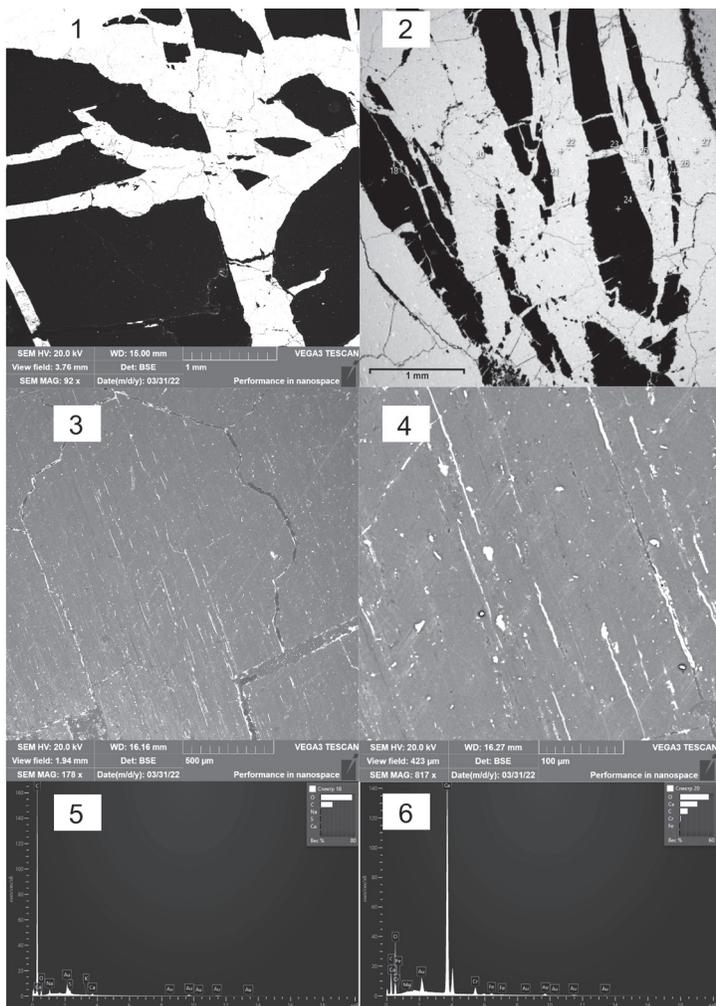


Рис. 1. Микрофотографии структуры гагатов (обн. 25/21, слой 9) в сканирующем микроскопе и результаты химического анализа.

1 – блоковая структура гагата: крупные трещины, заполненные кальцитом (светлое) и угольное вещество (темное); 2 – то же, мелкоблоковое строение: характерное для однородного колломорфного витринитового вещества строение с внутренними трещинами усыхания (точка 18 на темном поле – углерод, точка 20 на светлом поле – кальцит); 3 – однородное вещество гагата с микро-трещинами, заполненными кальцитом; 4 – то же, при большом увеличении: видна терригенная примесь в виде редких мелких зерен кварца и пирита; 5 – элементный состав в точке 18; 6 – элементный состав в точке 20, соответствующий кальциту

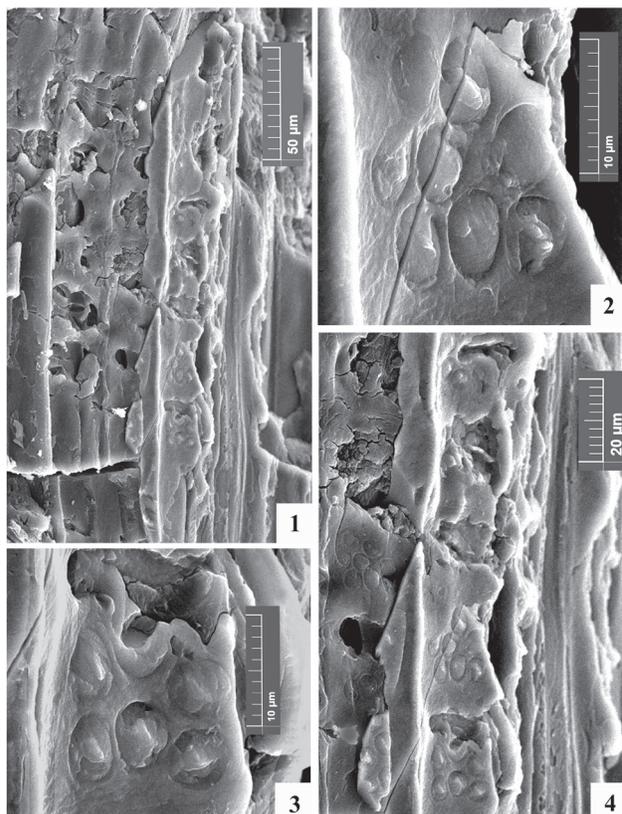


Рис. 2. *Araucarioxylon* sp. Строение пор на полях перекреста (обн. 24/21, слой 2).

1 – общий вид; 2 – поле перекреста с восемью порами; 3 – поле перекреста с семью в различной степени сохранившимися порами; 4 – положение полей перекреста, изображенных на микрофотографиях 2 и 3, относительно друг друга. Длина масштабной линейки указана на фигурах

Среднеюрская растительность Крыма занимала преимущественно низменные участки морского побережья, возможно, сезонно подтопляемые, что создало благоприятные условия для формирования залежей торфа, позднее преобразовавшегося в уголь [4]. По нашим литолого-фациальным данным, это были мелководные изолированные или полуизолированные водоемы со слабой гидродинамикой (лагуны), где отлагались горизонтально слоистые мелкозернистые пески и алевриты с обилием фрагментов растительных тканей. Возможно, основную биомассу для образования торфяников давали остатки хвойных.

Работа выполнена по темам Госзадания ГИН РАН и Госзадания ИГ РАН.

Литература

1. Геология СССР. Т. VIII. Крым. Полезные ископаемые. 1974. М.: Недра, 1974. 205 с.
2. *Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Рыбак Е.Н.* Камень ночи. Изд. 2-е, допол. Киев: ОМГОР НАНУ, 2009. 64 с.
3. *Brea M.* Una nueva especie del genero *Araucarioxylon* Kraus 1870, emend. Maheshwari 1972 del Triasico de Agua de la Zorra, Uspallata, Mendoza, Argentina // *Ameghiniana* (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.). 1997. V. 34(4). P. 485–496.
4. *Пчелинцев В.Ф.* Киммериды Крыма. Л.: Наука, 1966. 127 с.

Н.Н. Тимонина¹

Особенности вещественного состава и условия осадконакопления нижнетриасовых терригенных отложений севера Денисовской впадины (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция)

Целью исследований было детальное изучение особенностей вещественного состава нижнетриасовых отложений и выявление условий осадконакопления и литологических факторов, контролирующих их локальную неоднородность, в том числе распределение цемента песчаников, изменчивость пустотного пространства.

В основу работы были положены результаты геолого-геофизического исследования более 85 скважин, пробуренных в пределах ряда перспективных площадей и месторождений Шапкина-Юрьяхинского вала (Южно-Шапкинской, Василковской, Ванейвисской, Кумжинской, Коровинской и др.). Проведено детальное изучение отложений, вскрытых скважинами в пределах Коровинской и Кумжинской площадей, включающее макроописание керна, детализированное изучение петрографического состава обломочных пород, минерального состава цемента песчаников, дополненное литогеохимическими исследованиями и изучением фильтрационных и емкостных свойств отложений.

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Триасовые отложения, с размывом залегающие на различных горизонтах перми и более древних образований, распространены практически на всей территории Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, за исключением осевых зон крупных положительных структур таких как Седухинский и Талотинский валы, вал Гамбурцева, восточный борт гряды Чернышева [1, 7]. В составе нижнего отдела триаса принято выделять отложения чаркабожской свиты [2, 5], представленные ритмичным пере-слаиванием красно-коричневых глин, зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов. На долю прослоев песчаников приходится 14% в северной оконечности вала и доходит до 29% в южной. Судя по керну и каротажным диаграммам, мощности пачек песчаников по скважинам в пределах вала варьируют от 5 до 40 м (в среднем 15–20 м).

В основании разреза Коровинской и Кумжинской площадей залегают песчаники разнозернистые до грубозернистых, глинистые, неравномерно известковистые, с редкой галькой и гравием различных пород, с обильной примесью каолинита. Встречаются (до 0.4 м) прослои конгломерата, состоящего из гальки и гравия черного и зеленого кремня; известняков, известковистых песчаников; окатышей глины, часто известковистой, пермского облика; белого жильного кварца; размер гальки и окатышей глин обычно не превышает 2–3 см, окатыши иногда достигают 5–6 см. Базальный пласт песчаника неравномерно проницаемый, прослой с преимущественно каолинитовым цементом обладают хорошими коллекторскими свойствами. Мощность пласта песчаника изменяется в значительных пределах: от 4 м до более 60 м на севере структуры.

Выше по разрезу повсеместно залегают глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов.

По петрографическому составу нижнетриасовые песчаники относятся к семейству граувакк (содержание обломков пород превышает 50%) [6].

В составе обломочного материала нижней части толщи на Кумжинской площади отмечается высокое содержание обломков слабо метаморфизованных пород основного состава, среди которых встречены андезиты, андезито-базальты, андезитовые туфы, литокластические туфы и базальты девонского облика [5]. Содержание обломков кремнистых и кремнисто-глинистых пород достигает 10–15%. На долю обломков пород кислого комплекса приходится 25–30%, они представлены эффузивами, микрогранитами, туфами, алевритовыми туфами. Кварц и полевые шпаты составляют 10–20%. Присутствуют сланцы (10%), обломки каолинизированных пород (до 10%). Среди галечного материала конгломератов – доломитизированные известняки, кислые туфы, глины хлорит-каолинитовые. В составе тяжелой фракции преобладают устойчивые компоненты: ильменит 5–20%, хромшпинелиды 20–50%, гранат 12–26%, лейкоксен, хлорит 15–17%.

В северо-западном направлении, на Коровинской площади, в основании толщи отмечается высокое содержание обломков кремнистых и кремнисто-глинистых пород (в сумме 35%), в верхней части толщи содержание их уменьшается до 3%. Обломки пород кислого комплекса представлены эффузивами (20%), гранитами (10%), кислыми алевритовыми туфами (10%) и слабо метаморфизованными кислыми эффузивами с зернами эпидота. В составе тяжелой фракции преобладают устойчивые компоненты: ильменит 5–20%, хромшпинелид 20–50%, гранат 12–26%, лейкоксен, хлорит 15–17%. В основании толщи наблюдается повышенное содержание рутила (10%) и анатаза (10%) [5].

В описываемых песчаниках в составе цемента присутствуют как карбонатные, так и глинистые минералы. С помощью химического и рентгеноструктурного анализов выявлен кальцит, содержащий незначительные примеси железа, марганца и магния. По количеству и характеру распределения, в песчаниках наиболее часто встречаются базальный и поровый типы цемента, хотя фиксируется и менисковый (неполный поровый). Глинистые минералы цемента песчаников представлены каолинитом, хлоритом, иллитом, смектитом.

В соответствии с петрохимической классификацией А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [6], нижнетриасовые песчаники попадают в поле полимиктовых (содержание SiO_2 62–78%) и вулканомиктовых (содержание SiO_2 54–64%). К первым относятся средне- и крупнозернистые песчаники, в состав которых входит большое количество обломков кремнистых пород, фельзитов, устойчивых к химическому разрушению; ко вторым – их преимущественно мелкозернистые разновидности, содержащие большое количество полевых шпатов. Содержание основных породообразующих оксидов определялось классическим химическим методом в химико-аналитической лаборатории Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Песчаники характеризуются широкими вариациями содержаний всех породообразующих оксидов. Медианное значение содержания в них оксида кремния составляет 63%, в то время как максимальное – 91.4%, минимальное – 31.2%. Для оксидов алюминия, калия и натрия эти параметры составляют соответственно 12.0; 15.78 и 2,8; 1.17; 1.73 и 0.37; 2.39; 3.18 и 0.49.

Для расшифровки генезиса отложений применялись также литохимические модули, среди которых наиболее информативными для терригенных отложений нижнего триаса являются гидролизатный, алюмосиликатный, титановый, фемический, натриевый и ряд других модулей [7,4].

Для оценки степени химического выветривания материнских пород и зрелости материала, попадающего в зону осадконакопления, был рассчитан гидролизатный модуль. Значения титанового модуля зависят от состава пород в областях сноса и от динамики среды осадконакопления,

приводящей к сортировке титаносодержащих минералов и глинистого вещества. Для изучаемых отложений изменение титанового модуля обусловлено как динамическим, так и климатическим факторами. Климатический фактор влияет на величину титанового модуля TiO_2/Al_2O_3 слабее, чем литодинамический фактор и состав петрофонда [9,10].

Детальное изучение литологического состава и строения отложений с привлечением геолого-геофизических материалов позволили провести фациальные реконструкции продуктивных нижнетриасовых отложений на севере Денисовской впадины и подтвердить аллювиальный генезис отложений, а также выделить русловые и пойменные макрофации. К русловым мы относим фации пристрежневой части русла, прирусловой отмели, прирусловых валов и внутренней части поймы.

Изученный тип разреза представляет собой повторяющееся переслаивание конгломератов, песчаников и глин. Каждый из циклов начинается эрозионной поверхностью, выработанной в нижележащих отложениях, и является литологической последовательностью пород, при которой размер слагающих их зерен уменьшается от подошвы к кровле. Наличие в разрезе конгломератов и гравелитов подтверждает высокую гидродинамическую активность потока. Крупная косая однонаправленная слоистость доказывает существование волокущих течений. Постепенное измельчение материала вверх по разрезу свидетельствует о том, что скорость течения периодически уменьшалась до таких значений, когда могло происходить выпадение из суспензии частиц глинистой размерности. Особенности литологического состава и отсутствие фаунистических остатков свидетельствуют об аллювиальном генезисе рассматриваемых отложений. Цикличность осадков обусловлена самим характером обстановки и господствующими в ней условиями транспортировки, осаждения и эрозии кластического материала.

Литература

1. *Калантар И.З., Танасова С.Д.* Фациальные критерии при стратификации континентальных отложений триаса // Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений Тимано-Печорской провинции. Л: Недра, 1988. С. 127–134.
2. *Киричкова А.И.* Стратотипические и опорные разрезы нижнего триаса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции: литология, фациальные особенности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 4. С. 1–32. http://www.ngtp.ru/rub/2/45_2013.pdf
3. *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 2. С. 8–24.

4. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба / А.В. Маслов, Г.А. Мизенс, Л.В. Бадида и др. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2015. 308 с.

5. *Мораховская Е.Д.* Триас Тимано-Уральского региона (опорные разрезы, стратиграфия, корреляция) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. СПб: ВНИГРИ, 2000. Вып. 1. 80 с.

6. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М: Мир, 1976. 536 с.

7. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения / М.Д. Белонин, О.М. Прищепа, Е.Л. Теплов и др. СПб: Недра, 2004. 396 с.

8. *Юдович Я.Э., Керпус М.П.* Основы литохимии. СПб: Наука, 2000. 479 с.

9. *Hegner E., Gruler M., Hann H.P. et al.* Testing tectonic models with geochemical provenance parameters in greywacke // J. Geol. Soc. London. 2005. V. 162. P. 87–96.

10. *Herron M.M.* Geochemical classification on terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58(5). P. 820–829.

А.К. Худoley¹, Д.В. Алексеев²

Комплексный подход к реконструкции источников сноса: неопротерозойский осадочный бассейн Малого Каратау (южный Казахстан)

За последние десятилетия методы реконструкции источников сноса претерпевали значительные изменения. Сначала приоритет отдавался геохимическим методам, в дальнейшем возросла роль Sm-Nd изотопных исследований валовых проб, а с появлением высокопроизводительных изотопно-геохронологических приборов доминирующим методом стало U-Pb датирование обломочных цирконов. Этот метод приобрел столь широкое распространение, что его даже стали называть революцией («DZ revolution») [2]. По мере развития технологий, началось использование и других методов датирования обломочных минералов – слюд, апатитов,

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

рутилов, монацитов, а также изучение их геохимических и изотопных характеристик [3]. Каждый из методов имеет свою область применения; так, геохимические методы позволяют определить состав пород в источнике сноса, изучение изотопных систем дает выход на зрелость коры и тектонические обстановки, а датирование обломочных минералов определяет возраст пород в источнике сноса. Совместное же применение различных методов позволяет получить наиболее полную информацию об источниках сноса с последующей реконструкцией палеогеографических и палеотектонических обстановок.

Комплексный подход был использован нами при изучении неопротерозойских терригенных пород Малого Каратау [1]. Были изучены: U-Pb возраста и U/Th отношения в обломочных цирконах, U-Pb возраста и химический состав обломочных апатитов, Sm-Nd изотопные характеристики и химический состав валовых проб. Аналитические исследования производились по одним и тем же образцам; при этом учитывались данные петрографического изучения шлифов и фацеального анализа. Были получены следующие результаты.

Распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов фиксирует наличие основных максимумов с возрастными около 775–860, 2000 и 2450 млн лет. Зерна архейского возраста также широко распространены, но крупных пиков не образуют. Обломочные цирконы с неопротерозойскими возрастными указывают на размыв синхронных магматических комплексов активной окраины, более древние фиксируют возраст удаленного источника сноса. Высокие значения U/Th отношений (>10), характерные для метаморфических событий, наиболее широко распространены в зернах, слагающих пик с возрастом около 2000 млн лет. В небольших количествах они отмечаются и в более древних зернах, но отсутствуют в обломочных цирконах неопротерозойского возраста.

Обломочные апатиты с U-Pb возрастными древнее 2100 млн лет отсутствуют. Наиболее широко распространены зерна с возрастными 800–900 и 1800–1900 млн лет. Первые характеризуют размыв тех же магматических комплексов, что и неопротерозойские цирконы, возраст палеопротерозойских зерен не столь очевиден. Отсутствие зерен древнее 2100 млн лет при широком развитии обломочных цирконов этого возраста, наиболее вероятно, указывает на то, что все зерна апатита были перекристаллизованы, а U-Pb изотопная система в них была перезапущена в результате более молодого метаморфического события, возраст которого фиксируется пиком около 1800–1900 млн лет. Отсутствие такого же пика в распределении возрастов цирконов предполагает, что произошедшее в это время метаморфическое событие сопровождалось температурами в пределах 500–900 °C, достаточными для перекристаллизации апатита, но не достигающими температуры перекристаллизации циркона.

Величины $\epsilon_{Nd}(t)$, рассчитанные на время отложения породы, характеризуются в основном отрицательными значениями, достигающими -20 и указывающими на размыв архейского и палеопротерозойского субстрата. Близкие к 0 значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в образцах туфопесчаников из наиболее верхней части разреза, по-видимому, отражают незначительный вклад более молодого, неопротерозойского источника. Метаморфические события с возрастными $1800-1900$ и около 2000 млн лет, фиксируемые по результатам датирования обломочных цирконов и апатитов, привели к преобразованию более древней архейской коры.

Распределение фигуративных точек образцов на графике Th/Sc–Zr/Sc вдоль тренда изменения состава источника сноса свидетельствует, что терригенные породы не подвергались многократному перемишу или вторичным процессам, которые могли бы повлиять на их состав. Этот вывод, в целом, согласуется с результатами петрографического изучения шлифов. Химический состав терригенных пород отражает состав пород в источнике сноса и в среднем близок к гранодиоритам, хотя на отдельных уровнях отклоняется в сторону более основных или более кислых магматических пород. В то же время, в средней части разреза появляются слои, интенсивно обогащенные хромом, с содержаниями почти до 5000 г/т, при величине отношения Cr/V до 75 . Такие соотношения этих элементов могут возникать только при размыве ультраосновных пород. Изучение шлифов показало, что источником хрома, по-видимому, являются хромшпинелиды.

Проведенное комплексное исследование позволило дать детальную характеристику источников сноса, установив их возраст, состав и эволюцию. Но определить расположение области сноса было бы невозможно без полевых исследований. Замеры индикаторов палеотечений и изучение фациальных закономерностей указывают, что, в современных координатах, перенос обломочного материала происходил преимущественно с запада, со стороны Ишим-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента, с продольным разносом вдоль оси палеобассейна в юго-восточном направлении.

Литература

1. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A. et al. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Res. (на реценз.)

2. Chew D., O'Sullivan G., Caracciolo L. et al. Sourcing the sand: Accessory mineral fertility, analytical and other biases in detrital U-Pb provenance analysis // Earth-Sci. Rev. 2020. V. 202. 103093. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103093>

3. Gehrels G. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins* / Eds C. Busby, A. Azor. UK: Blackwell Publishing Ltd, 2012. P. 47–62.

**В.П. Чаицкий¹, В.И. Попков¹, И.В. Попков¹,
Т.Н. Пинчук¹**

Эпигенетичность коллекторов триасовых отложений Западного Предкавказья

Разрез триаса запада Скифской плиты сложен терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями. Породы дислоцированы, претерпели значительные постседиментационные изменения, приведшими к значительной утрате ими первичных емкостно-фильтрационных свойств. В этих условиях первоочередной интерес представляют карбонатные отложения, легко поддающиеся под воздействием агрессивных флюидов выщелачиванию и кавернообразованию. Кроме того, изучение палеогеографической обстановки из накопления указывает на возможность обнаружения рифогенных построек [2, 5].

В частности, представляют несомненный практический интерес известняки и доломиты великовечненской свиты верхнего триаса. В некоторых скважинах была получена пластовая вода дебитом 200–450 м³/сут. (скв. 901, 990, 995 Краснодарские). В скважинах 11, 14, 15 на Великой площади из верхнего триаса были получены притоки пластовой воды с предельным газонасыщением, а в скважине 9 – притоки газа и воды (48 и 850 м³/сут, соответственно). На Граничной площади скважины вскрыли органогенно-обломочные известняки с высокой пористостью и содержащих промышленные запасы газа. При проводке некоторых скважин происходило интенсивное поглощение глинистого раствора, из-за чего нередко прекращалось бурение. В других скважинах в процессе бурения отмечался провал бурового инструмента. Эти факты могут свидетельствовать о высокой кавернозности известняков.

Имеющиеся данные свидетельствуют о локальных высоких ёмкостных свойствах карбонатных пород. В то же время по немногочисленным данным лабораторных исследований пористость доломитизированных

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

известняков составляет 2.7–4.4%, проницаемость (по трещинам) – до 0.00017 мкм², массивных трещиноватых известняков и мергелей – 9% и 0.017 мкм² соответственно [5].

В Западном Предкавказье триас перекрывается обычно нижним мелом, к базальным слоям которого приурочены многочисленные газоконденсатные месторождения, которые могли быть сформированы в результате миграции из подстилающих отложений. На Староминском, Ленинградском, Крыловском, Челбасском и Каневском месторождениях при опробованиях триаса были получены промышленные притоки газа из анизийского, карнийского и норийского ярусов, сложенных аргиллитами, песчаниками, реже дацитами. Считалось, что на этих месторождениях в сводах нижнемеловых структур вместе с апт-альбскими отложениями газоносными являются и подстилающие их трещинные коллекторы триаса, образовавшие единую залежь массивного типа [3]. В качестве доказательства перетока углеводородов из отложений нижнего мела в триасовые приводились данные по составам газов и конденсатов продуктивных горизонтов, а интервалы опробования триаса находились выше ГВК нижнемеловых залежей. Однако имеются примеры получения на ряде площадей притоков газа из отложений триаса ниже ГВК нижнемеловых залежей. Кроме того, установлены случаи значительного превышения начального пластового давления триасовых залежей по отношению к нижнемеловым на 40–50 атм [1], что указывает на наличие в триасовых отложениях исследуемой территории самостоятельных промышленных скоплений газа.

Горизонты и комплексы эпигенетичных пород-коллекторов отличаются значительной неоднородностью по проницаемым свойствам в латеральном направлении, приобретая «островной» (пятнистый) характер, а в гидродинамическом отношении образуются латерально-изолированные или весьма трудно сообщаемые системы [4].

В таких условиях внутрислоевая миграция флюидов находится в прямой зависимости от степени новейшей тектонической трещиноватости горных пород. Учитывая «очаговый» характер распространения участков повышенной трещиноватости, а также анизотропию проницаемости трещиноватых пород (проницаемость по вертикали существенно выше, чем по латерали) [4], формирование залежей углеводородов в этих условиях путем дальнейшей латеральной миграции следует считать маловероятной.

Отмечается, что нефть и газ заполняют трещины наиболее поздней генерации, а более ранние выполнены обычно вторичными минералами [4]. Это свидетельствует о поступлении углеводородов в породы тогда, когда они уже имели низкую проницаемость. В пользу этого говорит и факт водонасыщенности пор матрицы. Следовательно, залежи нефти и

газа в низкопроницаемых породах триаса могли сформироваться лишь путем вертикальной миграции по трещинам и разрывам. Вертикальная миграция флюидов способствует развитию дополнительных пустот за счет процессов выщелачивания и растворения. Повышенная трещинная и каверновая емкость в таких зонах создает то полезное пространство, которое при благоприятных условиях может служить вместилищем крупных скоплений углеводородов.

Залежи нефти и газа во вторичных коллекторах триаса, контролируемые зонами новейшей тектонической трещиноватости, могут занимать любое положение относительно локальных поднятий. Тем самым теряется поисковое значение последних как ловушек углеводородов, равно как и ведущая роль структурного (наличие антиклинали) фактора в геометризации залежей. Разведка таких залежей требует новых методических разработок [4]. Поисково-разведочные работы в этих зонах должны ориентироваться не только и не столько на антиклинальные структурные формы, сколько на зоны повышенной тектонической трещиноватости.

Большой практический интерес в Западном Предкавказье могут представлять биогермные постройки. Их наличие установлено на Северном Кавказе. Ходзинская свита является возрастным аналогом великовеченской свиты. Сложена непрерывно накапливавшимися известняками, полная мощность которых достигает 400 м. В нижней части разреза свиты слоистые известняки переходят в массивные рифовые, образованные кораллами и брахиоподами. На отдельных участках они доломитизированы [6]. Слегка перефразировано

В Западном Предкавказье, как отмечалось выше, на ряде площадей в составе норийских карбонатных образований выделяются фронтальные отложения барьерных рифов – терригенные и обломочные известковые породы, образовавшиеся в верхней части континентального склона, у основания рифогенных построек [5]. Присутствуют и отложения тыловых образований барьерных рифов, которые представлены, в основном, органогенно-детритовыми и разнотельными известняками и доломитами. Проницаемые разности здесь представлены коллекторами трещинно-кавернозного типа. Предполагаемый ареал распространения рифогенных известняков верхнего триаса, в пределах которого прогнозируются седиментационно-стратиграфические ловушки углеводородов с литологическим ограничением биогенных выступов, прослеживается в виде узкой полосы (3-5 км) с юго-востока на северо-запад на расстоянии более 150 км. В тектоническом отношении она приурочена к западным периклиналям Адыгейского выступа и Березанского вала, южному склону Каневского вала, а также части Тимашевской ступени [2, 5].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект 23-27-00037).

Литература

1. *Аладатов Г.М.* Новые данные о газоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье // Геология нефти и газа. 1966. № 5. С. 18–23.
2. *Бахтин М.И.* Рекомендации по изучению триасовых отложений в южной части Березанского вала и Адыгейского выступа. Ставрополь: СевКавНИПИ-газ. 1996. 23 с.
3. *Крылов Н.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С. и др.* Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений молодых платформ. М.: Наука. 1981. 168 с.
4. *Паламарь В.П., Попков В.И., Праздников А.В., Рабинович А.А.* Прогнозирование нефтегазоносности и совершенствование методики поисков и разведки скоплений углеводородов в низкопроницаемых породах // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 107–110.
5. *Попков В.И., Чаицкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 2. С. 1–19. http://www.ngtp.ru/rub/2020/13_2020.html
6. *Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Триас Северного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2(77). С. 11–21.

В.А. Чеботарева¹, А.Б. Кузнецов¹

Природа происхождения палеозойских карбонатных экзотических глыб в отложениях юго-западного Крыма

Карбонатные экзотические глыбы палеозойского возраста являются самыми древними осадочными породами на территории Горного Крыма. Для карбонатных глыб вмещающими породами служат более молодые образования – тектонический меланж триас-юрского возраста. Термин «экзотические», применяемый к этим карбонатным породам в Крыму, определяется тем, что обнажения палеозойских толщ на территории полуострова отсутствуют, и в скважинах достоверные находки пород этого возраста и состава не вскрыты.

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Изучение палеозойских известняков в Крыму длится уже более века. На присутствие в Крыму отложений палеозойского возраста впервые было указано К.К. Фохтом в 1901 г. – он предполагал, что выходы каменноугольного известняка в долине р. Салгир приурочены к ядру древней антиклинали [6]. О.Г. Туманская в 1915 и 1916 гг. производила сборы фауны из палеозойских известняков на скале Кичхи-Бурну на р. Марта [5]. В 1920-х годах А.С. Моисеев впервые провел литологическое описание Симферопольской глыбы (р. Салгир) и вмещающих её пород. На сегодняшний день, стратифицированных отложений палеозойского возраста в этом регионе не обнаружено ни в естественных выходах, ни в глубоких скважинах. Существует проблема происхождения экзотических глыб, решение которой позволит лучше понимать процесс геологической эволюции региона в палеозое.

За всю историю их изучения палеозойские карбонатные породы были рассмотрены фрагментарно, или их описание приводилось только с палеонтологической точки зрения. В данной работе авторами впервые были рассмотрены геохимические особенности карбонатных экзотических глыб, а также определен их возраст методом Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS), что сделано впервые не биостратиграфическим методом. Объектом исследования стали карбонатные породы трех экзотических глыб палеозойского возраста, располагающихся в долинах рек Бодрак («Бодракская глыба»), Марта («глыба Кичхи-Бурну») и Салгир («Симферопольская глыба»).

За время изучения так и не сложилось единой точки зрения относительно природы образования карбонатных глыб. На данный момент существует две основных гипотезы их происхождения, в пользу каждой из которых приводят соответствующие аргументы. Первая – оползневая, поддерживаемая М.В. Муратовым, А.Н. Стафеевым и другими исследователями [2], согласно которой глыбы являются фрагментами карбонатной платформы, отколовшимися от неё и скатившимися в существовавший в это время бассейн осадконакопления. Согласно второй – надвиговой – карбонатные тела были вынесены на поверхность посредством надвигов. Приверженцами этой гипотезы являются такие исследователи, как О.Г. Туманская, А.С. Моисеев и В.В. Юдин [7]. Автор не видит противоречий в том, что эти два процесса могли произойти последовательно: откалывание и оползание блоков пород в бассейн осадконакопления, заполнение его осадками триас-юрского возраста, а затем выведение на поверхность посредством маломасштабных надвигов. Но для более уверенных суждений о природе происхождения глыб необходим тщательный анализ их взаимоотношений с вмещающими породами, в том числе характера контактов.

Литолого-палеонтологическое описание пород было сделано достаточно давно, и не во всех работах удастся найти изображения остат-

ков живых организмов, использованных для определения возраста [2, 5]. Одна из последних работ, посвященных диагностике органических остатков в палеозойских глыбах, опубликована в 1999 году [8]. Но в ней, к сожалению, тоже отсутствуют фотографии фораминифер, по которым был определен возраст пород. В опубликованных работах для оценки возраста палеозойских известняков использовали находки фораминифер, брахиопод, трилобитов и аммонитов. Однако на данный момент валидным для пермского периода считается расчленение только по конодонтам.

Перечисленные факторы обуславливают субъективность биостратиграфического подхода, поэтому авторы прибегнули к методу Sr-изотопной хемотратиграфии (SIS) в качестве дополнительного средства оценки возраста исследуемых объектов. Метод SIS имеет иную основу в отличие от биостратиграфии, и за последний десяток лет зарекомендовал себя как перспективный метод оценки возраста осадочных карбонатных пород [1], в т.ч. в верхнеюрских разрезах Горного Крыма [3, 4].

На основе петрографического изучения удалось наметить некоторые особенности пород глыб и различия между ними. Все палеозойские глыбы представляют собой органогенно-обломочные известняки. Для Симферопольской глыбы можно отметить чуть большее количество глинистой составляющей (в цементе и в виде пеллоидов) по сравнению с остальными двумя глыбами. Набор ископаемых организмов – обломки брахиопод, иглокожих, мшанки – указывают на формирование первичного карбонатного осадка в мелководных условиях, скорее всего на внутреннем склоне рифового комплекса или межрифового пространства. Глыбы Бодракская и Кичхи-Бурну петрографически похожи между собой и характеризуются большим количеством обломков иглокожих и раковинного детрита, что позволяет сделать предположение о формировании осадка на внешней – более глубоководной – части склона рифового комплекса.

Основным минеральным компонентом для изученных объектов является кальцит – 86–99%. По результатам рентгенофазового анализа, в Бодракской глыбе доломитовая составляющая отсутствует, а силикатная примесь представлена главным образом кварцем (1.4–7%). Минимальным содержанием силикатной составляющей характеризуются Симферопольская и Мартовская глыбы (менее 1.3%). Содержания Mn, Fe и Sr для пород всех объектов совпадают с таковыми в мелководных морских и лагунных известняках. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах Бодракской глыбы равно 0.7083, Мартовской глыбы (скалы Кичхи-Бурну) – 0.7077, а Симферопольской глыбы – 0.7075.

Сравнение Sr-изотопной характеристики известняков с кривой вариаций изотопного состава Sr в океане позднего палеозоя, показывает, что возраст пород Бодракской глыбы отвечает московскому ярусу каменно-

угольного периода, породы Мартовской глыбы (скалы Кичхи-Бурну) и Симферопольской глыб – сакмарскому и артинскому ярусам пермской системы соответственно.

Время образования известняков Бодракской глыбы по комплексу фораминифер было отнесено к башкирскому веку каменноугольного периода [2] – для этой глыбы наблюдается достаточно высокая сходимость изотопных данных с палеонтологическими определениями. Для двух других объектов оценки по органическим остаткам варьируют в пределах нескольких ярусов карбона и перми. Из глыбы Кичхи-Бурну было изучено несколько комплексов брахиопод разного возраста – нижнекаменноугольного и кубергандинско-мургабского возраста. Помимо этого, был найден роудский аммонит и изучен комплекс фузулинид мургабского возраста (соответствует казанскому ярусу по ОСШ) [2]. Для Симферопольской глыбы по фораминиферам рода *Schwagerina* возраст пород был определен как верхнекаменноугольный [5], а по фузулинидам позже они были отнесены к роудскому ярусу пермской системы [8].

Подводя итог, для Бодракской глыбы SIS-метод демонстрирует достаточно высокую сходимость с палеонтологическими определениями – башкирский-московский ярус верхнего карбона. В случае пород пермского возраста, возможно, следует пересмотреть мнение относительно возраста известняков глыб Кичхи-Бурну и Симферопольской, и отнести промежуток их формирования не к средней, а к ранней перми.

Таким образом, доказано осадочное происхождение всех глыб (отсутствие признаков интенсивной переработки), выявлены литолого-геохимические критерии различия между объектами, проведена оценка степени диагенеза пород и реконструкция фациальных условий формирования пород глыб. На основе комплексного литолого-геохимического изучения пород авторы предположили, что карбонатные глыбы могут быть отнесены к разным частям рифового комплекса или межрифовому пространству. Объединяющим признаком для объектов является крайне малая степень диагенетических преобразований известняков, что позволяет проводить дальнейшее изотопно-геохимическое исследование пород. Объединяет глыбы также слабая сортированность пород, сохранение первично-осадочных структур и текстур и отсутствие признаков интенсивной переработки, что может служить косвенным признаком в пользу их оползневого происхождения.

Литература

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

2. Миклухо-Маклай А.Д., Муратов М.В. О каменноугольных и пермских породах Горного Крыма // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1958. № 8. С. 30–35.
3. Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К. Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–52.
4. Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. Sr и С-хемотратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.
5. Туманская О.Г. О нижнекаменноугольных отложениях Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 2. С. 151–152.
6. Фохт К.К. О древнейших осадочных образованиях Крыма // Тр. СПб. Об-ва естествоисп. 1901. Т. 32. № 1. С. 302–309.
7. Юдин В.В. Симферопольский меланж // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.
8. Kotlyar G.V., Baud A., Pronina G.P. et al. Permian and Triassic exotic limestone blocks of the Crimea // Geodiversitas. 1999. V. 21. № 3. P. 299–323.

Е.И. Чукова¹, А.С. Рахматуллина¹, И.И. Хасанов¹

Реконструкция и характеристика морфологии природного резервуара и особенностей распределения в нём пород-коллекторов на примере шихана Торатау

В последние годы активно развиваются новые технологии аэрофото-съемки, позволяющие с помощью беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), получать данные, отличающиеся гораздо большей детальностью и информативностью, чем полученные методами космо- и аэрофотосъемки. На основе этих снимков могут создаваться как ортофотопланы, представляющие собой двухмерные изображения земной поверхности, так и трехмерные цифровые модели местности (ЦММ). В различных отраслях промышленности уже применяются подобные модели, в геологии данные технологии до сих пор применялись в основном в инженерной геологии.

В качестве объекта изучения была выбрана одна из нижнепермских рифовых построек. Протяженность подобных сооружений составляет около 2000 км вдоль Предуральяского краевого прогиба. Подавляющее

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

большинство рифов связано с зоной перехода мелководных отложений востока платформы в глубоководные глинисто-кремнисто-карбонатные отложения прогиба [3]. К этим постройкам относятся Стерлитамакские шиханы, которые расположены в южной части Предуральской депрессии на территории Башкортостана и тянутся цепочкой по правому берегу р. Белой около г. Стерлитамак. Формирование биогенных построек и разделяющих их межрифовых слоистых, преимущественно детритовых известняков, продолжалось с ассельского до начала артинского веков [6]. Шихан Торатау, генезис которого был подтвержден еще в 1929–1934 гг. (когда проявлялся особый интерес к этой области, в связи с получением первых промышленных притоков углеводородов из пермских отложений) в результате детального изучения главным образом ишимбаевских нефтеносных структур, стратиграфически являющихся аналогами стерлитамакских шиханов [4], и стал объектом исследования.

Шихан Торатау не так давно вошел в состав одноименного геопарка «Торатау» и стал местом активного притяжения туристов, в то же время он является одним из объектов изучения в ходе полевой практики студентов кафедры литологии Губкинского университета. Объект обладает планетарной уникальностью и включен в Глобальный реестр геологического наследия по программе Geosites [5].

Ранее объект был погребен и перекрыт кунгурскими отложениями, однако вследствие нео-орогенических неоген-четвертичных деформаций шихан был выведен на поверхность. Вышеležающие гипсы, соли и ангидриты быстро разрушились, оставив более устойчивые ассельские известняки. Реконструкция морфологии этого природного резервуара, позволит применять этот подход к погребенным аналогам схожего генезиса, которые являются нефтегазовыми резервуарами, и уточнять геологические модели, изучение которых в настоящее время возможно только методами полевой геофизики и скважинными методами.

Изучение подобных построек по-прежнему актуально, поэтому в ходе этой работы предлагается использовать методiku построения трехмерных иерархических моделей, учитывающих комплексную геологическую информацию обо всех структурных компонентах модели на разных масштабных уровнях. Такой подход открывает большие возможности в изучении и реконструкции приповерхностных геологических тел, создании сложных пространственных моделей их структуры и конфигурации, а выявление особенностей строения схожих геологических тел позволяет охарактеризовать закономерности изменения коллекторских свойств слагающих пород и выявить наиболее перспективные природные резервуары в аналогичных отложениях других регионов.

В рамках представленной работы была предпринята экспедиция, в ходе которой была проведена аэрофотосъемка и отобраны образцы. Слож-

ность детального рассмотрения объекта как с высоты, так и в обнажении заключается в высокой степени задернованности северо-восточного склона. Несмотря на это, было выявлено, что органогенное сооружение сложено в основном светло-серыми известняками с большим количеством органогенных остатков. Это различные биогермные водорослевые известняки и органогенно-детритовые известняки, сложенные обломками водорослей, мшанок, брахиопод, члеников криноидей [2]. Также в составе постройки присутствует зона развития обломочных известняков (предположительно зона разлома), включающая микробрекчии, в которых обломки, как правило, имеют остроугольную форму, а роль цемента выполняют битумы.

Особенностью биогермных известняков массива является наличие первичных седиментационных пустот [1], максимальные размеры которых измеряются десятками сантиметров, а также крупных и мелких каверн, образовавшихся в результате вторичных преобразований. При оценке коллекторских свойств важно отметить роль наложенной трещиноватости, приуроченной к крупным зонам субмеридиональных разломов.

Лабораторная часть исследований включала последовательное изучение строения шихана: от общего вида на плане до его текстурно-структурных особенностей на микроуровне.

Первым шагом стало построение трехмерной модели на основе данных, полученных при аэрофотосъемке.

Вторым этапом реконструкции общей морфологии стала съемка образов при помощи сканера Artec 3D для их последующей обработки. Преимуществом подобного метода, в сравнении с обычной 2D фотосъемкой, является возможность рассмотреть текстуру и структуру образца со всех сторон, изучить характер рельефа образца породы.

Третий этап – исследование на микроуровне с помощью томографии и оптической микроскопии. Для этого была проведена пробоподготовка, в ходе которой было учтено, что особенностью биогенных известняков массива является наличие первичных седиментационных пустот [1], крупных и мелких каверн. Поэтому образцы размером до 30 мм выпиливались с максимальным сохранением пустотного пространства. После изучения в томографе, использующем методику «неразрушающего» послойного исследования внутреннего строения, из образцов были сделаны шлифы по трём плоскостям: верхней и нижней плоскостям цилиндрика и перпендикулярной к ним плоскости. Далее в камеральных условиях были определены основные типы пород ассельско-сакмарских отложений, по макрообразцам и методами оптической микроскопии. В ходе работы были выделены 4 литотипа:

1) Биогермные строматолитовые известняки (баундстоуны), цвета варьируются от светло-серого до серо-бурого, текстура слоистая, волни-

стослоистая, неяснослоистая. Присутствуют внутрикаркасные пустоты размерами до 10 мм, расположенные по напластованию.

2) Биогермные водорослевые известняки (баундстоуны) с органогенно-детритовым заполнителем. Текстура пятнистая. Различимы внутриформенные и межкаркасные пустоты, также отмечается значительная степень насыщенности органическим веществом.

3) Органогенно-детритовые известняки (грейнстоуны) с высоким содержанием детритового материала, где: либо практически отсутствует цементный заполнитель, либо представлен крустификационными каемками. Породы чаще всего светло-серые, из-за неравномерного распределения обломков имеют пятнистую текстуру. Обломки чрезвычайно разнообразны по составу: это как разрушенные части биогермов, так и раковины брахиопод, останки члеников криноидей и др. Различимы межформенные, внутриформенные пустоты, достигающие 15 мм, мелкие трещины и каверны, образовавшиеся путем выщелачивания; отмечаются отдельные трещины «волосяной» раскрытости.

4) Обломочный (интракластовый) известняк, приуроченный к зоне разлома и сложенный обломками карбонатных пород различных типов. Пустотное пространство представлено межформенными пустотами, кавернами различного генезиса и многочисленными разнонаправленными трещинами. Обломки сцементированы битуминозным веществом.

В ходе исследования выявлено, что наиболее перспективными по фильтрационно-емкостным свойствам являются биогермные и органогенно-детритовые известняки (грейнстоуны). Трещиноватость положительно влияет на коллекторские свойства, обеспечивая связность пустот различного генезиса. Зона разлома, сложенная обломочными известняками, представляет интерес своей повышенной трещиноватостью и, возможно, может быть выделена как отдельный резервуар своеобразной формы, встречающийся исключительно в зоне разлома. Такой детальный подход к исследованию, позволит реконструировать морфологию пермского карбонатного рифа «Торатау» и в будущем может послужить основой для создания комплексной иерархической модели этой постройки.

Литература

1. *Абрамова Л.М., Баишева Э.З., Габбасова И.М. и др.* Уникальные памятники природы – шиханы Тратау и Юрактау. Уфа: Гилем, Башк. Энцикл, 2014. 312 с.

2. *Королюк И.К.* Органогенные постройки и рифовые формации палеозоя западного склона Южного Урала и Приуралья // Литология и палеогеография биогермных массивов (ископаемых и современных). М.: Наука, 1975. 199 с.

3. *Кузнецов В.Г.* Палеозойское рифообразование на территории России и смежных стран. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

4. *Микрюков М.Ф.* Стерлитамакские шиханы // Пермская экскурсия: Южный маршрут / Под ред. Д.В. Наливкина / Междунар. геол. конгресс XVII. Сессия СССР. 1937. Л.–М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 144 с.

5. *Пучков В.Н.* Особенности строения геопарка «Торатау» // Геологический вестник. 2019. № 3. С. 18–49.

6. *Чувашов Б.И., Пруст Ж.-Н., Буассо Т., Веннан Э. и др.* К истории формирования Стерлитамакских шиханов (Раннепермские рифовые массивы Южного Предуралья) // Ежегодник 1995: Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1996. 184 с.

Е.А. Шалаева¹, В.Г. Трифонов¹

Вулканизм и тектоника как фактор осадконакопления на примере Ширакской и Севанской впадин Армянского нагорья

На протяжении практически всего кайнозоя в области современного Армянского нагорья преобладало морское осадконакопление, которое в плиоцен-четвертичное время сменилось осадконакоплением континентальным. Воздымание Армянского нагорья и обрамляющих его с севера хребтов Малого Кавказа в сочетании с активным плиоцен-четвертичным вулканизмом и разломной тектоникой способствовали установлению определенных направлений сноса вещества и обособлению локальных осадочных бассейнов. В частности, такими осадочными бассейнами стали Ширакская и Севанская впадины.

В северной части Армянского нагорья в плиоцене уже существовали Карс-Дигорское вулканическое плато и Джавахетский вулканический хребет, которые, представляли собой субмеридиональные водоразделы. К востоку от них рельеф был равнинно-низкогорный, высоких хребтов Малого Кавказа, по-видимому, не существовало. Это позволило акчагыльской трансгрессии Каспия достигнуть Карс-Дигорского плато – наиболее молодые акчагыльские отложения были выявлены у его подножья, на западной границе Ширакской впадины (пос. Демиркент, Турция) [7]. Кроме

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

того, морские акчагыльские отложения известны по материалам бурения в центральной части впадины (пос. Мармашен, Армения) [1].

Начало обособления Ширакской впадины совпало с регрессией акчагыльского моря в конце плиоцена. Генетически впадина отнесена к типу тектономагматических, т.е. ее прогибание было связано с интенсивным магматизмом и глубинным перемещением вещества, которое нашло свое выражение в вулканизме Карс-Дигорского плато и Арагцкого вулканического центра [6].

В раннем плейстоцене в осушенную Ширакскую область с севера проникают трахиандезибазалты, которые частично перекрыли морские отложения акчагыльской трансгрессии. Возраст лав 2.25 ± 0.10 млн лет [6]. С них начинается континентальная вулканогенно-осадочная толща, выполняющая Ширакскую впадину.

Обрамление Ширакской впадины, определившее границы области сноса вещества, формировалось поэтапно. Западное обрамление (восточные склоны Карс-Дигорского плато) в плиоцене уже большей частью оформилось, а известные малочисленные четвертичные извержения имеют возраст ~ 1.6 и 1.3 млн лет [5]. Северное, южное и восточное обрамления формировались в основном в плейстоцене. Так, не позднее ~ 1.9 – 1.7 млн лет вдоль северной и северо-восточной границы будущей Ширакской впадины уже происходило воздымание отрогов Памбакского и Джавахетского хребтов Малого Кавказа. В результате их роста субширотные долины рек пра-Дебед и пра-Дзорагет, стекавшие с Джавахетского нагорья на восток, были разорваны, а речной водосток переориентирован на субмеридиональный – он был направлен вдоль восточной границы Карс-Дигорского плато, по долине р. Ахурян [2].

В период с ~ 1.6 до 0.45 млн лет [3] был активен Арагацкий вулканический центр, который образовал южное и юго-восточное обрамление Ширакской впадины. Продолжающееся относительное опускание впадины и излияния Арагацкого центра привели к формированию лавовых подпруд в долине р. Ахурян у южного борта впадины. В результате этого в период с ~ 1.2 до ~ 0.6 млн лет во впадине существовало Ширакское озеро [6], площадь которого была сопоставима с площадью Малого Севана. Во впадине накопились две озерно-аллювиальные свиты – анийская и арапийская [1], каждая из которых представляет собой самостоятельный цикл седиментации. Смена циклов седиментации была обусловлена несколькими факторами. Поднятие Малого Кавказа к северу от впадины и вовлечение северной части впадины в поднятие привело к смещению циклов седиментации в пределах впадины с севера на юг. Климатические колебания и периодическое пропиливание и подновление лавовых подпруд приводили к изменению площади озерного бассейна вплоть до возможного его полного спуска. После завершения подновления вулканических подпруд

озеро было постепенно спущено, а дно впадины покрыто игнимбритами Гюмри. Таким образом, озерно-аллювиальная толща Ширакской впадины оказалось заключена между вулканогенными толщами – трахиандезитами и игнимбритами.

Севанская впадина имеет гетерогенный генезис. Ее обособление связано как с разломной тектоникой, так и с вулканизмом на южном и западном обрамлении. Осадочные отложения впадины имеют среднемиоцено-четвертичный возраст. В отличие от Ширакской впадины, акчагыльская трансгрессия Каспия не достигала области Севанской впадины, где в акчагыльское время накапливались озерные отложения. Это может быть объяснено либо более высоким гипсометрическим положением Севанской впадины в акчагыльское время, либо ее тектонической изоляцией [4].

Литература

1. *Саядян Ю.В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА, 2009. 357 с.
2. *Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х. и др.* Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. № 5. С. 42–64.
3. *Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. и др.* Четвертичная геохронология Арагацкого вулканического центра (Армения) по данным К-Аг датирования // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 1. С. 95–102.
4. *Шалаева Е.А., Трифонов В.Г., Трихунков Я.И. и др.* Неотектоника и геологическое строение Севанской межгорной впадины (Армения): новые структурные, палеонтологические, палеомагнитные и радиоизотопные данные // Геотектоника. 2023. № 2 (в печати).
5. *Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquarè G. et al.* Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): Geochronological data and geodynamic evolution // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1982. V. 13(3–4). P. 223–240.
6. *Shalaeva E.A., Trifonov V.G., Lebedev V.A. et al.* Quaternary geology and origin of the Shirak Basin, NW Armenia // Quat. Int. 2019. V. 2019. P. 41–61.
7. *Simakova A.N., Tesakov A.S., Çelik H. et al.* Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the Akchagylian brackish-water basin during the terminal Late Pliocene // Quat. Int. 2021. V. 605–606. P. 329–348.

**Катагенетический каолинит
верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты
Западной Сибири**

Проведено детальное изучение микроструктуры, закономерностей распространения и уточнение генезиса каолинита баженовской свиты Западной Сибири. Выявлено, что в большинстве случаев он заполняет пустотное пространство, образованное за счет растворения радиоларий, и часто приурочен к интервалам наложенной катагенетической пиритизации и доломитизации. Наблюдается два типа микроструктур: «карточный домик» и вермикулитовая. Первая из них характерна для нефтенасыщенных интервалов (Западно-Квензерская и Салымская пл.). Именно в них отмечается наибольшее распространение аутигенного каолинита. Вторая встречается главным образом на интервалах разреза или в разрезах без нефтепроявлений.

Присутствие катагенетического каолинита в осадочных породах отмечается многими авторами, в основном в терригенных коллекторах [1–3, 11]. Наряду с так называемой стадияльной каолинитизацией, при которой новообразование каолинита происходит на начальных и средних стадиях катагенеза, главным образом в песчано-алевритовых отложениях [5], рядом авторов отмечается принципиально другой вид каолинитизации – наложенной [4, 10]. Этот процесс осуществляется в результате межкомплексных перетоков CO₂ вследствие тектонических нарушений осадочного чехла [2, 4] или как результат изменения pH среды в процессе генерации углеводородов [12].

Свидетельства присутствия в породах баженовской свиты (БС) каолинита в поровом пространстве ранее были упомянуты рядом авторов (Р.А. Коньшева, Р.С. Сахибгареев, Е.А. Предтеченская, Е.Е. Оксенойд и др.), но вопросы особенностей его минералогии и условий образования детально не обсуждались. Целью настоящего исследования являлось детальное изучение микроструктуры, закономерностей распространения и уточнение генезиса аутигенного каолинита верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты. Для решения этих задач выбраны 25 разрезов центральных и юго-восточных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСБ), по которым ранее проведен детальный литологический

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

анализ [9]. Морфология каолинита исследовалась при помощи метода электронно-зондового микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра TEXSCAN MIRA (ИГМ СО РАН). Состав глинистых минералов изучался методами рентгенодифрактометрического анализа ориентированных препаратов глинистой фракции (разм. <0.002 , выделенной методом отмучивания) на дифрактометрах ДРОН-3 и ДРОН-4 (ИГМ СО РАН) и D8 Advance Bruker (ГИН РАН). Согласно определениям А.Н. Фомина [7], степень преобразованности органического вещества в изучаемых разрезах соответствует грациям мезокатагенеза МК₁²-МК₂ (по А.Э. Конторовичу); показатель отражательной способности псевдовитринита (R_{vt}^0) составляет 0.66–0.8, за исключением разреза Салымской площади (пл.) где $R_{vt}^0 = 1.05$. Необходимо отметить, что два из изученных разрезов (Западно-Квензерская, Салымская пл.) БС содержат нефтенасыщенные интервалы [6]. Нефтеносность свиты на этих площадях, вероятно, связана с особой локацией скважин. Разрез БС Западно-Квензерской пл. расположен над рифтовой зоной, Салымской пл. – вблизи магматического массива, что, по мнению ряда исследователей (А.Э. Конторович, Г.А. Калмыков, А.Д. Коробов), в комплексе с развитием трещиноватости является причиной дополнительного прогрева осадочной толщи гидротермальными глубинными флюидами.

Общее содержание глинистой составляющей в породах БС составляет 10–35%, часто не превышает 20%. По данным рентгеноструктурного анализа глинистые минералы этой толщи представлены преимущественно слюдой мусковитового типа 2М1, в меньшей степени смешанослойными минералами ряда иллит–сметтит, при незначительном содержании каолинита. В центральных районах ЗСБ оно составляет 1–3%, юго-восточных – 5–10%. Не исключается присутствие в породах незначительного количества (первые проценты) седиментационного каолинита, особенно в разрезах юго-восточных районов, более приближенных к береговой линии палеобассейна. В результате изучения пород исследуемых отложений в СЭМ выявлено, что в некоторых разрезах (Чупальская, Дружная, Южно-Ягунская, Пельгинская, Южно-Майская, Горстовая пл.) присутствуют пустотные образования, заполненные каолинитом (1–7%). Главным образом, они имеют близкую к округлой форму размером 0.05–0.1 мм, что указывает на их преимущественное образование в местах растворения остатков радиоларий. Наблюдается два типа микроструктур каолинита: 1) «карточный домик», с незакономерной ориентировкой кристаллов друг относительно друга (рис. 1А); 2) вермикулитовая с четкими разнонаправленными колоннами, длиной 4–20 мкм, состоящими из параллельно расположенных относительно друг друга микрокристаллов каолинита (толщина 0.2–0.4 мкм, длина 2–6 мкм редко до 9 мкм) (рис. 1Б). Выявлено, что первый тип микроструктуры широко распространен в нефтеносных

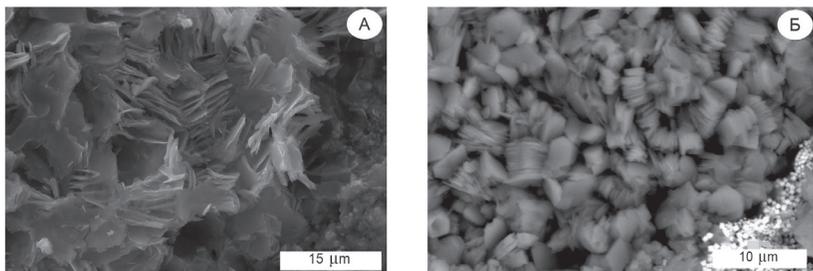


Рис. 1. Микроструктуры аутигенного каолинита баженовской свиты (СЭМ). А – типа «карточный домик» (обр. ЗК-4-11, гл. 2805.86 м); Б – вермикулитовая (обр. Ч-67-К9, гл. 2953.81 м)

интервалах изучаемых отложений (Западно-Квензерская, Салымская пл.). Второй тип характерен для разрезов, не являющихся нефтеносными.

В разрезах без нефтепроявлений гнезда, заполненные каолинитом, встречаются редко в единичном виде. В некоторых случаях (Чупальская пл.) они наблюдаются в более значительном количестве (5–7%) в единичных маломощных слоях (менее 0.1 м). Относительно часто каолинит присутствует в пустотах совместно с ОВ, также в ряде случаев находится в ассоциации с пиритом, баритом, реже кальцитом или доломитом. В отличие от описанных выше единичных находок рассматриваемого минерала, при исследовании пород БС Западно-Квензерской площади на интервале 2802.5–2812 м обнаружено значительное распространение каолинитизации. Практически в каждом образце этого интервала, отобранного через 0.5–1 м, отмечается поровое пространство, заполненное каолинитом, в основном в местах растворения остатков радиолярий в количестве 5–7%. Во втором из изученных нефтепроизводящих разрезов, расположенном на Салымской площади, выявлено несколько слоев с каолинитом.

В целом выявлено, что каолинит в большинстве изученных разрезов имеет наибольшее распространение в породах, которые характеризуются близкими содержаниями пирита и ОВ ($C_{\text{орг}}/S_{\text{сульф-д}}$ около 2), или расположен в соседних с ними слоях. Ранее по комплексу признаков сделаны выводы, о том, что породы этого типа претерпели преобразования минерального состава в катагенезе (наложенную пиритизацию) как результат генерации УВ [8]. В некоторых случаях они являются частично или полностью доломитизированными или находятся в соседстве с интервалами, подвергшимися вторичной карбонатизации в катагенезе [8]. Таким образом, соседство с вышеописанными горизонтами служит свидетельством того, что наблюдаемый нами каолинит образован в катагенезе на интервалах, где происходили наиболее интенсивные преобразования ОВ по разрезу и, как следствие, вещественного состава пород.

В результате проведенного исследования особенностей каолинитизации баженовской свиты сделаны следующие выводы: 1) каолинит в большинстве случаев заполняет пустотное пространство, образованное за счет растворения радиоларий, и часто приурочен к интервалам катагенетической пиритизации и доломитизации; 2) выявлены два типа микроструктур каолинита: «карточный домик» и вермикулитовая; первая из них характерна, главным образом, для нефтенасыщенных интервалов (Западно-Квензерская, Салымская пл.), вторая встречается в интервалах разреза или разрезах без нефтепроявлений; 3) наибольшее распространение аутигенного каолинита наблюдается в пределах нефтенасыщенных интервалов; 4) предполагается, что относительно широкое распространение каолинита, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака, нефтеносных интервалов баженовской свиты.

Благодарности: Авторы признательны Л.Г. Вакуленко, Е.В. Щепетовой, Д.М. Коршунову за консультации и обсуждение результатов работы, Н.А. Пальчик (ИГМ СО РАН), Е.В. Покровской (ГИН РАН) за проведение исследований состава глинистых минералов рентгенодифракционным методом. Отдельную благодарность выражаем оператору СЭМ (ИГМ СО РАН) В.А. Даниловской.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН (тема FMMG-2023-0008) и проектов FWZZ-2022-0007, FWZZ-2022-0012.

Литература

1. Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П., Ян П.А. Минералы группы каолинита в нижнеюрских отложениях Западной Сибири// Интерэкспо Гео-Сибирь. 2017. Т. 2. № 1. С 52–56.

2. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Эпигенетические глинистые минералы – показатели относительного времени и длительности формирования углеводородных залежей во вторичных терригенных коллекторах чехла// Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 5. С. 20–28.

3. Крупская В.В., Калмыков Г.А., Ревва М.Ю., Хотылев О.В. Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере пород Вартовского свода) // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 250–257.

4. Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 239 с.

5. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

6. Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А. и др. Характеристика продуктивного интервала баженовской свиты в юго-восточных районах Западной Сибири (на примере Западно-Квензерской площади) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т. 17. № 4. С. 1–18. https://doi.org/10.17353/2070-5379/34_2022

7. Фомин А.Н., Беляев С.Ю., Красавчиков В.О., Истомин А.В. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 127–133.

8. Эдер В.Г. Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 1–15.

9. Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Дзюба О.С., Замирайлова А.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74.

10. Юдович Я.Э. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.

11. Marfil R., Delgado F., Rossi C. et al. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt) // Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 2003. V. 34. P. 319–342.

12. Surdam R.C., Boese, S.W., Crossey L.J. The chemistry of secondary porosity // Clastic Diagenesis / Ed. by D.A. McDonald, R.C. Surdam. AAPG Mem. 1984. V. 37. P. 27–149.

К.И. Юшин¹, С.В. Межеловская¹, А.Д. Межеловский²

Петрографо-геохимические особенности сумийского и ятулийского надгоризонтов Балтийского щита

В раннем протерозое на территории Балтийского щита закладывались структуры, представленные вулканогено-осадочными комплексами, такие как Ветреный пояс, Шомбозерская, Лехтинская и Печенгская структуры и др. На протяжении многих десятков лет исследовалась преимущественно

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

их вулканогенная составляющая, которая в разрезах не только широко представлена, слагая достаточно крупные стратиграфические подразделения, но и варьируется по составу в широком диапазоне: от пикритов и коматиитов до андезитов и риолитов [4], являясь наиболее информативной в геодинамическом плане. Осадочная компонента в разрезах структур долгое время оставалась слабо изученной, однако в связи с появлением новых методов исследования, она все больше привлекает внимание исследователей и помогает решить ряд задач.

В настоящее время одной из важных задач является определение геохимических и петрографических критериев, позволяющих разделять осадочные комплексы сумия и ятулия. В пределах Ветреного пояса, Лехтинской, Шомбозерской и Печенгской структур породы этих комплексов схожи по петрографическим признакам и имеют близкий химический состав [1, 2, 3], что, вероятно и является причиной возникновения нескольких интерпретаций разрезов, приводящих к неоднозначности. Базальные горизонты сумия и ятулия в вышеуказанных структурах формировались после длительных перерывов, с формированием кор выветривания в узких линейных прогибах, и сложены преимущественно терригенными породами – кварцитами и карцитопесчаниками.

На основании анализа петрографических и минералогических особенностей кварцитов сумийского и кварцитопесчаников ятулийского возраста, авторами были изучены и сопоставлены токшинская (Ветренный пояс), окуневская, шароваракская (Лехтинская и Шомбозерская структуры) и кувернеринйокская свиты (Печенгская структура).

В пределах Ветреного пояса широкое распространение получила токшинская свита, простирающаяся в виде узкой полосы с северо-запада на юго-восток, которая начинает разрез этой структуры, залегая на лопийских комплексах, и имеет сумийский возраст [2]. По минералогическому составу она соответствует кварцитам, практически на 98–99% состоящих из кварца, на 1–2% приходится слюда – мусковит. Кварциты тектонизированы и перекристаллизованы. Зерна кварца имеют форму близкую к прямоугольной и мозаичное угасание, плотно подогнаны друг к другу; пластинки слюды, заполняют интерстиции и однородно ориентированы, что придает породе элементы сланцеватости.

В сумийских кварцитах (окуневская свита) Шомбозерской и Лехтинской структур минеральный состав представлен кварцем (85–90%) и мусковитом (10–15%), встречаются зерна циркона. Порода характеризуется неравномерной зернистостью и неоднородна по минеральному составу. Здесь представлены как участки, практически полностью состоящие из кварца, так и те, в которых присутствует достаточно большое количество слюды. Зерна кварца по размеру варьируются в широком диапазоне от долей до нескольких миллиметров. Границы зерен кварца неровные,

рванные, часто образуют тройные сростания. Слюда, заполняя свободное пространства, ориентируется в одном направлении, что придаёт породе элементы сланцеватой текстуры.

Кварциты сумия Лехтинской структуры, аналогичны выше рассмотренным, состоят из кварца (около 95%) и мусковита (около 5%). Зерна кварца, как правило, прямоугольной формы, а их размеры не превышают 0.5 мм. Иногда в общей равномерно зернистой массе выделяются более крупные зерна кварца, достигающие 1–1.5 мм. Эти крупные выделения имеют ярко выраженное мозаичное погасание. Слюда, выстраиваясь в одном направлении, тяготеет к тонким прослойкам, формирующимся между более крупными полосами, сложенными кварцем, что является результатом неравномерного рассланцевания.

В Шомбозерских кварцитопесчаниках ятулийского возраста минеральный состав (шароваракская свита), по сравнению с сумийскими, немного отличен. Главным минералом по-прежнему является кварц, количество которого достигает 98%, а содержание листочков слюды не превышает 1–2%, также здесь изредка встречается плагиоклаз, который ранее не был отмечен для кварцитов окуневской свиты. Зерна кварца и плагиоклаза, не подвергшиеся вторичным изменениям, часто имеют окатанную, округлую форму. Разнонаправленные мелкие листочки серицита заполняют интерстиции.

Ятулийские кварцитопесчаники Лехтинской структуры образованы кварцем, который встречается в виде крупных зерен размером от 0.5 до 1.5 мм, а также редкими зернами карбоната и слюды. Кварц часто образует округлые сечения, вокруг них, играя роль реликтов цемента, часто встречаются слюда и карбонат. Листочки слюды разнонаправлены, заполняют интерстиции, так же, как и редкий глинистый материал, который здесь встречается – в свободных пространствах между зернами.

В пределах Печенгской структуры кварцитопесчаники встречаются только в ятулийском надгоризонте. Отсутствие кварцитов сумийского возраста связано с более молодым заложением структуры [1]. По петрографическому составу эти породы состоят на 95% из кварца, около 2–3% приходится на плагиоклаз и калиевый полевой шпат, остальные 2% – на слюды, которые здесь представлены мусковитом и биотитом. Встречаются окатанные зерна циркона. Зерна имеют либо овальную форму и хорошо окатаны, либо плохо окатаны, и характеризуются формой, близкой к прямоугольной. В породе присутствуют реликты глинистого цемента.

В Печенгской структуре следует отметить наличие гравелитов (лучломпольская свита). Основная масса в них состоит из окатанных мелких зерен кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и цементирующего глинистого вещества заполняющего интерстиции. В основной массе присутствует обломочный материал – округлые зерна кварца, калиевого

полевого шпата, кварцита размером в несколько миллиметров. В некоторых участках породы встречаются крупные выделения кальцита, который выполняет роль цемента.

Химический анализ кварцитов сумия и ятулия не позволяет выделить четких критериев их различия ввиду очень близких составов. Но при этом можно отметить небольшой тренд изменений индекса общей щелочности: от нормальной щелочности пород сумия – к ятулию в сторону повышенной щелочности пород, что выражается в присутствии плагиоклаза и калиевого полевого шпата в ятулийских отложениях.

На основе минералого-петрографического анализа можно сделать ряд выводов:

Кварциты сумийского возраста, в отличие от кварцитопесчаников ятулия, являются более мономинеральными. Основными минералами здесь являются кварц и слюда, в это же время в ятулийских кварцитопесчаниках обнаруживаются кварц и калиевый полевой шпат, что вероятно связано с различной степенью рециклинга

Сохранность цемента в ятулийских породах гораздо выше, на что указывает наличие карбоната, серицита и глинистого материала, которые заполняют межзерновое пространство. Одной из отличительных черт кварцитопесчаников ятулия считается наличие карбоната. Этот факт достаточно часто устанавливается для отложений этого возраста во многих структурах (Печенгская, Шомбозерская, Лехтинская, Онежская мульда и др.).

Степень тектонической и метаморфической переработки сумийских кварцитов существенно выше, на что указывают прямоугольные сечения зерен кварца, как результат сдвига-надвиговых деформаций, мозаичное угасание, а также тройные срастания, рассланцованность пород, ориентировка слюды – мусковита. С другой стороны, в кварцитопесчаниках ятулия иногда наблюдаются элементы первичной стратификации – слоистость, а зерна кварца представляют собой хорошо окатанные обломки, новообразованная слюда разнонаправлена.

Изменение химического состава от отложений сумийского надгоризонта к ятулийскому в сторону повышено-щелочных пород обеспечивается присутствием зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза, что оказывает влияние на модуль общей нормальной щелочности.

Литература

1. Ахмедов А.М., Предовский А.А., Федотов Ж.А. Геохимия Печенгского массива. Метаморфизованные осадки и вулканиты. Л.: Наука, 1974. 139 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево).

Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 94 с.

3. *Иванов Н.М., Корсакова М.А., Дударева Г.А. и др.* Отчет по геологическому доизучению Шомбозерско-Лехтинской площади масштаба 1:200 000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листов Q-36-XXVII, XXVIII. ФГБУ Росгеолфонд, 2010. 518 л.

4. *Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др.* Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра РАН. Серия: Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.

П.А. Ян¹, Л.Г. Вакуленко¹, С.В. Ершов¹, О.Д. Николенко¹

Карбонатные тела в мезозойских отложениях Западной Сибири: особенности выделения по данным ГИС и результатам изучения кернового материала

Считается, что юрско-меловой Западно-Сибирский бассейн имеет глинисто-терригенное, участками неравномерно угленосное выполнение. Карбонатные породы в нем очень редко рассматриваются как самостоятельный класс. Большинство из них имеет смешанный глинисто-терригенно-карбонатный состав и постседиментационную или седиментационно-постседиментационную природу карбонатной составляющей. Несмотря на их второстепенную роль в разрезе, они заслуживают самого тщательного изучения. Раннедиагенетические конкреционные уровни, определяемые преимущественно условиями седиментации, традиционно рассматриваются в качестве региональных реперов в мезозойских отложениях севера Средней Сибири. Более поздние процессы карбонатизации имеют сложную организацию и могут быть приурочены как к определенным этапам регионального уплотнения толщ и выпадению карбонатных минералов из поровых растворов на геохимических барьерах, так и к зонам локального влияния залежей углеводородов и дизъюнктивной тектоники. Кроме того, среди постседиментационных процессов именно карбонатизация наиболее сильно влияет на фильтрационно-емкостные

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, YanPA@ipgg.sbras.ru

свойства гранулярных коллекторов и литологическую неоднородность мезозойских резервуаров.

Локализация карбонатизированных песчано-алевритовых пород может быть проявлена в различных формах. С определенной долей упрощения их можно разделить на три группы: а) несплошные мелкие и крупные конкреционные образования, часто концентрирующиеся послойно; б) пластообразные сплошные тела, образованные за счет интенсивного развития карбоната по проницаемым песчано-алевритовым пластам; в) выделения карбонатов, приуроченные к субвертикальным и наклонным дизъюнктивным нарушениям, не имеющие отчетливой латеральной распространенности. Образование первых начиналось на ранних стадиях диагенеза, вторые являются преимущественно результатом катагенетических преобразований, третьи рассматриваются как результат наложенного эпигенеза.

В алевритово-песчаных породах кальцит, редко доломит, встречаются главным образом в виде порового и базального, часто коррозионного, цемента разной кристалличности. При его содержании в породах более 15–20% происходит резкое падение пористости и проницаемости, которое неминуемо ведет к увеличению плотности и удельного электрического сопротивления. Сидерит, хотя и встречается достаточно часто, обычно развивается в виде ступков по органическому и глинистому веществу, порово-базального цемента не формирует и столь значительного влияния на физические параметры пород обычно не оказывает. На диаграммах стандартного каротажа кажущееся сопротивление карбонатизированных пород достигает 120–150 Ом·м и более, что вполне сопоставимо с углистыми аргиллитами и углями. В отличие от углистых пород, карбонаты не имеют столь низких показателей естественной радиоактивности и значений НГК, что позволяет уверенно выделять по данным электрического и радиоактивного каротажа карбонатные и карбонатизированные прослои с толщиной, превышающей минимальную разрешающую способность зондов. Несмотря на то, что карбонатизированные породы контрастно выделяются по данным ГИС, использовали эту возможность для площадного анализа распространения карбонатных тел на практике, кажется, только А.И. Сидоренков и В.Н. Высоцкий с соавторами [1, 3, 4]. И лишь в последние годы при создании геологических моделей нефтегазоносных объектов появились попытки учета закономерностей вертикального и латерального распространения прослоев карбонатизированных пород [2 и др.].

На основе предварительно выполненного расчленения и корреляции нижнемеловых отложений одного из газовых месторождений северной части Западно-Сибирского бассейна была проведена попытка визуализации вторичной карбонатизации потенциально продуктивных пластов-коллекторов. В основании изученного разреза на этом месторождении

выделяется ахская свита (берриас – нижний готерив) мощностью 440–570 м, представленная чередованием морских глинистых пачек и песчаных пластов, которые индексируются как БГ₁₂–БГ₁₉ и имеют толщины от 3–12 до 8–67 м. Вышележащая нижнетанопчинская подсвита (верхи нижнего готерива – нижний апт) мощностью 255–300 м представлена преимущественно дельтовыми и прибрежно-морскими, реже морскими и континентальными отложениями. Здесь выделяются пласты ТП₁₅–ТП₂₆ (толщины от 1–11 до 40–62 м) и БГ₁₀–БГ₁₁ (от 10–18 до 18–29 м). Верхнетанопчинская подсвита (средний-верхний апт) мощностью 660–795 м имеет преимущественно континентальный генезис и представлена чередованием алеврито-песчаных пластов ТП₁–ТП₁₄ (от 1–13 до 86–132 м), алевритово-глинистых пачек и прослоев углей. Яронгская свита (нижний-средний альб) мощностью 200–240 м представлена морскими отложениями. Здесь выделяются песчано-алевритовые пласты группы ХМ (от 5–7 до 23–31 м), разделенные глинистыми пачками. Венчает рассматриваемую часть разреза марресалинская свита (средний-верхний альб-сеноман) мощностью 415–500 м, представленная чередованием песчаных пластов группы ПК (от 13–57 до 116–166 м) и алевритово-глинистых пачек преимущественно континентального генезиса.

Петрографические исследования kernового материала показали, что кальцит формирует в песчано-алевритовых породах поровый, порово-базальный и базальный цемент разной степени кристалличности, до крупнокристаллического пойкилитового. Тонко- и мелкокристаллический доломит встречается в виде небольшой примеси. Значительные концентрации пелитоморфного сидерита отмечены лишь в единичных образцах. При карбонатизации происходит заполнение открытого порового пространства, а также коррозия и замещение обломочного материала вплоть до реликтов и полного исчезновения последнего. Содержание аутигенных карбонатных минералов нередко достигает 40–50, иногда 70–80%. Изотопно-геохимические исследования солянокислотных вытяжек из отдельных мезозойских карбонатизированных (от 35 до 60%) образцов с мелко-, средне- и крупнокристаллическим цементом показали, что кальцит преимущественно железистый (3–6.5%) с содержаниями Mg 0.9–2.3%, Mn 0.4–1.9%, Sr 0.2–0.6%. Характерны небольшие вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от -2.0 до +3.4 (n = 6) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ от +10.2 до +13.8, что указывает на формирование кальцита в стадию катагенеза при низком участии органической углекислоты. По исследованной выборке образцов мезозойских песчано-алевритовых пластов-коллекторов, вариации в пористости некарбонатизированных пород составили 8–24.5% (в среднем 14.6%), проницаемости – 0.06–401.2 · 10⁻¹⁵ м² (в среднем 9.2 · 10⁻¹⁵ м²). Для пород с содержанием карбонатного цемента более 15–20% эти характеристики выглядят следующим образом: пористость – 1.1–11.2% (в среднем

5.0%), проницаемость – $0.001-0.49 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (в среднем $0.08 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$), т.е. пористость падает более чем вдвое, а проницаемость – на два–три порядка.

На корреляционных профилях выделялись интервалы с повышенными значениями кажущегося электрического сопротивления. Эти интервалы сопоставлялись с результатами исследования кернового материала и данными радиоактивного каротажа (ГК, НГК). Отбраковывались углистые прослои, особенно распространенные в разрезе верхнетанопчинской подсвиты. Далее проводилась оценка доли карбонатизированных прослоев от общей толщины пласта, результаты которой наносились на карты толщин песчаников по отдельным уровням. В результате было установлено, что для большинства рассмотренных песчано-алевритовых пластов в пределах месторождения масштабы вторичной карбонатизации имеют выраженную латеральную зональность. При этом явной связи со структурным планом, толщинами пластов, коэффициентом песчаности или фациальной приуроченностью не выявлено. В большинстве случаев суммарная толщина карбонатизированных прослоев не превышает 20% от общей толщины пласта. Только в одном пласте верхнетанопчинской подсвиты выявлена узкая субмеридиональная полоса повышенной карбонатизации, которую можно связать с влиянием разломов, имеющих на этом месторождении также субмеридиональное простирание. В остальных случаях влияние дизъюнктивных нарушений неочевидно. Наиболее масштабной карбонатизации подвержены пласты БГ₁₀ и БГ₁₁. Наименьшее распространение карбонатизация получила в песчаных пластах верхнетанопчинской подсвиты и марресалинской свиты.

В результате предварительного анализа показаний доступных разно-размерных зондов кажущегося электрического сопротивления уровни несплошных конкреционных образований не выявлены что, впрочем, не позволяет исключить возможность их присутствия в разрезах.

Работа выполнена при поддержке проектов FWZZ-2022-0007 и РФФИ-ЯНАО №19-45-890005.

Литература

1. *Высоцкий В.Н., Сидоренков А.И., Людофун Ф.Н.* Неоднородность литологически экранированных залежей углеводородов, обусловленная карбонатными конкрециями / Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1979. С. 47–52. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 144).

2. *Гриценко М.А., Иванова И.В.* Уточнение литологической модели пластов ВК1-3 в пределах Ем-Еговского лицензионного участка с учетом вторичных процессов карбонатизации коллекторов // Геология нефти и газа. 2021. № 2. С. 1–13.

3. Сидоренков А.И., Высоцкий В.Н. Закономерности распространения карбонатно-терригенных пород в продуктивных отложениях нижнего мела // Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. С. 64–75. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 111).

4. Сидоренков А.И., Высоцкий В.Н. Определение направления выклинивания литологических ловушек с применением конкреционного анализа на ранних стадиях разведки нефтяных залежей в Западной Сибири // Пути повышения эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ в Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С. 83–86. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 120).

Ю.В. Яшунский¹

Аутигенная калиево-натриевая минерализация в карбонатных и терригенных отложениях карбона в южной части Московской синеклизы

В южной части Московской синеклизы аутигенный калиевый полево-шпат впервые был найден в начале прошлого века М.Ф. Гранджином [14] в известняках из ныне не существующего Мячковского карьера. В 30-х годах прошлого века новообразованный калиевый полево-шпат был установлен Н.С. Зайцевым [3] в мелкозернистых полевошпатовых кварцевых песках и песчаниках каширского подъяруса, вскрытых на правобережном склоне долины р. Оки напротив г. Озеры (Московская обл.)

В настоящее время присутствие аутигенных полевых шпатов установлено нами на 40 объектах в пределах южной части Московской синеклизы и Окско-Цнинского вала в отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона. На четырех объектах эти новообразования содержатся в песчаных и песчано-глинистых отложениях: в добрянтинском горизонте гжельского яруса в Гжельском карьере кирпичных глин [11], в каширском подъярусе московского яруса в Туровском [8] и Ростиславльском [3] обнажениях и в верейском горизонте московского яруса в Калиново-Дашковском карьере [13], на остальных объектах – в карбонатных породах.

Аутигенный калиевый полево-шпат образует идиоморфные каймы на поверхности песчаных обломочных зерен полевых шпатов, псевдоскелетные кристаллы и тонкокристаллические агрегаты, часто псевдоморфно

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

замещающие органогенный карбонатный детрит [10, 12]. Содержание аутигенных форм варьирует в широких пределах – от единиц, десятков и сотен кристаллов на 1 кг пород до 5–10 мас. %.

По данным микронзондового анализа (1070 аналитических точек), химический состав всех аутигенных форм КПШ исключительно постоянен и характеризуется высокими средними содержаниями K_2O (16.29 мас. %) и крайне низкими Na_2O (0.08 мас. %), CaO (0.07 мас. %), BaO (0.03 мас. %) и SrO (0.04 мас. %).

Структурные характеристики тонкокристаллических агрегатов аутигенного КПШ были определены по 30 пробам из 13 объектов. Средние показатели Al/Si упорядоченности в структурно неэквивалентных тетраэдрических (Т) позициях $Al(T_1) = 2t_1$, $Al(T_2) = 2t_2$ и степень T_1-T_2 («моноклинной») Al/Si упорядоченности (t_1-t_2), рассчитанные по данным дифракционных спектров по уравнению Кроля и Риббе [15], составляют соответственно (в скобках – пределы колебаний): 0.62 (0.55–0.68), 0.38 (0.32–0.45) и 0.23 (0.11–0.37). Эти данные и химический состав позволяют, согласно классификации [2], идентифицировать все изученные аутигенные калиевые полевые шпаты как высокий К-санидин, для которого $Al(T_1) = 2t_1$ составляет 0.50–0.69.

По результатам изотопного датирования методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ анализа, выполненного для 17 проб из 13 объектов, возраст аутигенного К-санидина в каймах зональных зерен и в тонкокристаллических агрегатах попадает в интервал 286–251 млн лет [9]. Таким образом, время формирования санидиновой минерализации приходится на приуральскую, биармийскую и татарскую эпохи пермского периода.

В пределах южной части Московской синеклизы карбонатное осадконакопление в течение всего каменноугольного периода происходило в открытом, относительно мелководном морском бассейне с нормальной соленостью. Существенного повышения солености вод в этом бассейне не происходило даже в периоды регрессий и широкого распространения лагунных обстановок, о чем свидетельствует состав пород и найденные в них фаунистические остатки [4]. Морские бассейны карбона на данной территории не являлись эвапоритовыми и не могли быть источником рассолов с повышенным содержанием калия, необходимым для формирования аутигенной полевошпатовой минерализации.

Эвапоритовые морские бассейны, которые могли быть источником К-содержащих растворов, существовали на Русской платформе в пермском периоде, но на изученной территории отложения этой системы в настоящее время отсутствуют, и на палеогеографических схемах здесь показаны области суши и предполагаемого размыва [1].

Однако, на основе проведенных палеофациальных и палеогеографических реконструкций, мы считаем [9], что поскольку после регрессии

каменноугольного моря территория Московской синеклизы, включая район исследований, представляла собой равнину со слабо расчлененным рельефом, то даже незначительное повышение уровня моря должно было приводить к затоплению обширных пространств и продвижению береговой линии вглубь суши на многие километры с формированием эвапоритовых лагун. В условиях спокойного тектонического режима мощность накопившихся здесь отложений, вероятно, не была значительной, и они могли быть в дальнейшем полностью размывты.

По нашему мнению, формирование аутигенного калиевого полевого шпата в карбонатных и терригенных отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона на изученной территории было связано с процессом гравитационно-рассольного катагенеза [5, 6, 7], источником К-содержащих растворов для которого являлась высокоминерализованная рапа пермских эвапоритовых морских бассейнов.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть I. Поздний докембрий и палеозой / Отв. ред. В.Д. Наливкин. М.–Л., 1960.

2. *Боруцкий Б.Е.* Калиевый санидин // Минералы: Справочник. Т. 5. Вып. I. Каркасные силикаты. Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты / Ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. М.: Наука, 2003. С. 196–226.

3. *Зайцев Н.С.* Флюоритовые красноцветные песчаники Подмосковского карбона // Изв. АН СССР. Серия геол. 1936. № 2–3. С. 421–432.

4. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Т. 1. Стратиграфия. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2001. 244 с.

5. *Махнач А.А.* Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 200 с.

6. *Махнач А.А.* О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями // Литология и полез. ископаемые 1982. № 3. С. 59–65.

7. *Холодов В.Н.* Новое в познании катагенеза. Сообщение 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 3–22.

8. *Яшунский Ю.В., Лебедев О.А., Алексеев А.С. и др.* Каширский подъярус московского яруса в нижнем течении р. Лопасни (Московская область) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95. Вып. 2. С. 65–82.

9. *Яшунский Ю.В., Новикова С.А., Голубев В.К. и др.* Аутигенный санидин как минеральный индикатор гравитационно-рассольного катагенеза в отло-

жениях карбона южного крыла московской синеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 227–242.

10. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Гришин С.В. и др. Замещение карбонатного органогенного детрита калиевым полевым шпатом // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 58–64.

11. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Федоров А.В. и др. Новые находки аутигенного санидина в терригенных и карбонатных породах гжельского яруса Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 3. С. 73–80.

12. Яшунский Ю.В., Новиков И.А., Шкурский Б.Б. и др. Аутигенный калиевый полевой шпат из известняков верхнего карбона Московской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 6. С. 49–61.

13. Яшунский Ю.В., Шкурский Б.Б. Аутигенный санидин из терр // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2021. Т. 96. Вып. 5–6. С. 21–30.

14. Grandjean M.F. Deuxième note sur le feldspath néogène des terrains sédimentaires non métamorphiques // Bul. Soc. Franç. Minéral. 1910. Т. 33. P. 92–97.

15. Kroll H., Ribbe P.H. Determining (At, Si) distribution and strain in alkali feldspars using lattice parameters and diffraction-peak positions: A review // Am. Mineral. 1987. V. 72(5/6). P. 491–506.

Содержание

<i>Антоновская Т.В., Тропников Е.М., Шибина Т.Д., Котельников А.Р.</i> Состав, строение и условия формирования формации Сулия острова Сенья Заполярной Норвегии	3
<i>Арефьев М.П., Щепетова Е.В., Покровская Е.В.</i> Изменения в ассоциации глинистых минералов на границе перми и триаса в континентальных отложениях Московской синеклизы	7
<i>Аухатов Я.Г.</i> Вулканогенный материал в доманиковых отложениях Урало-Поволжья.....	12
<i>Белюсов П.Е., Румянцева А.О.</i> Особенности минерального состава, свойств и условий образования цеолитов различного генезиса	16
<i>Васильева К.Ю., Ершова В.Б.</i> Глендониты Белого моря: особенности состава и формирования.....	20
<i>Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф.</i> Кембрийская эволюция Салаирского бассейна ЦАСП по результатам комплексных исследований карбонатных, вулканогенных и терригенных пород	23
<i>Викентьев И.В.</i> Стратегическое и критическое минеральное сырье в осадочных формациях: геологические взаимоотношения и проблемы генезиса.....	27
<i>Вовчина Т.А., Никулова Н.Ю., Соболева А.А.</i> Доордовикские обломочные породы хребта Оченырды, Полярный Урал	32
<i>Голованова О.В.</i> Дискуссионные вопросы интерпретации изотопных соотношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатном материале различных генетических типов и фациальных обстановок в разрезах мезо-кайнозоя Крымско-Кавказской области.....	35
<i>Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.</i> Позднеальбские- кампанские туфотерригенные породы Алганского террейна (Коряжское нагорье).....	40
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Кембрийские осадочные толщи острова Русский (архипелаг Норденшельда): строение разреза, особенности состава, корреляция с отложениями о. Большевик.....	43

<i>Даньщикова И.И.</i> Вторичные изменения в силурийских карбонатных породах центральной части гряды Чернышева	47
<i>Дронов А.В.</i> Глубоководные морские красноцветы в эпиконтинентальных морях ордовика	51
<i>Друщиц В.А.</i> Некоторые литологические и тектонические предпосылки устойчивости скоплений криогенных гидратов природного газа.....	54
<i>Ершова В.Б., Худoley А.К.</i> Реконструкция источников сноса обломочного материала на основе комплексного изотопно-геохронологического датирования цирконов и рутилов, на примере мезозойских отложений скважины Свердруп (Карское море)	58
<i>Загоскина-Белошей В.Э., Сычев С.Н., Тучкова М.И., Лебедева О.Ю.</i> Литолого-петрографический анализ, распределение редкоземельных элементов и элементов примесей сарынской и сохской свит девонских карбонатных отложений Рассохинского террейна Верхояно-Колымской складчатой области для реконструкции обстановки осадконакопления	60
<i>Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Сахаров Б.А.</i> Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда в отложениях верхнего протерозоя и фанерозоя	64
<i>Кондрашова Н.И., Медведев П.В.</i> Палеопротерозойские кремнистые породы Северо-Онежского синклиория Карелии: микроэлементный состав и вероятный генезис.....	69
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А.</i> Палеотермическое несоответствие в рифтогенных осадочных бассейнах – критерий способа поиска залежей углеводородов.....	71
<i>Королёв А.Э.</i> Перераспределение железа в процессе стадийного литогенеза терригенно-глинистого комплекса титонского яруса на территории Среднего Поволжья.....	75
<i>Королева Т.А., Закусина О.В., Белоусов П.Е., Нестеренко А.А., Закусин С.В., Крупская В.В.</i> Особенности состава, строения и свойств бентонитовых глин Минусинской впадины (Республика Хакасия)	79
<i>Крупенин М.Т.</i> Минералогические признаки эвапоритовой седиментации в типовом разрезе среднего рифея (Южный Урал)	81
<i>Крылов А.А., Логвина Е.А., Гусев Е.А.</i> Икаиты в современных отложениях Карского моря	85
<i>Леонов М.Г.</i> Гравитационно-инъективные микститы в природе и в эксперименте	87

<i>Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Колесов К.К.</i> Вулканогенные обломочные, вулканогенно-осадочные, осадочные вулканические породы: проблемы в изучении	91
<i>Лыков Н.А., Ростовцева Ю.В., Дронов А.В.</i> Первая находка фосфоритов в верхнеордовикских отложениях разреза Мойеро (Восточная Сибирь).....	94
<i>Лютиков А.В., Медведев П.В.</i> Палеопротерозойские микробалиты: современные методы изучения на примере строматолитов Карелии.....	99
<i>Майдль Т.В., Нечаев М.С.</i> Палеокарст, термальный карст нижнедевонских карбонатных резервуаров Тимано-Печорской провинции: характер проявления и диагностика.....	104
<i>Маслов А.В.</i> Высококальциевые красноцветы и отложения карагаской серии (Бирюсинский выступ Сибирской платформы): аркозы и псевдоаркозы	108
<i>Махия Е.И., Карелина Е.В.</i> Литологические особенности пород олигоцен-миоценовой черноморской серии (междуречье Мзымты и Хосты, район Большого Сочи)	112
<i>Медведева С.А.</i> Состав меловых терригенных пород левобережных притоков р. Амур (р. Ситога, р. Лимури).....	116
<i>Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Юшин К.И.</i> Геохимия циркона из метаосадочных пород кожозерской свиты Ветреного пояса.....	120
<i>Мельничук О.Ю.</i> Геодинамические условия образования кодинского бассейна седиментации (восточный склон Среднего Урала).....	124
<i>Микляева Е.П., Дектерева А.В.</i> Проблемы интерпретации данных методов карбонатометрии и рентгенофазового анализа на примере параметрических скважин Новоякимовская-1, Заозерная-1 и скважин Терско-Каспийской площади	128
<i>Минина О.Р., Ланцева В.С.</i> Строение, состав, возраст и обстановки седиментации еравнинской серии Удино-Витимской зоны(Западное Забайкалье).....	130
<i>Молчанов В.П., Юдаков А.А., Фенгуй С., Цянь Е.</i> Изотопно-углеродная типизация благороднометалло-графитоносных образований сопредельных территорий юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая.....	134
<i>Морозов И.А., Козлов П.П., Крупская В.В.</i> Термохимическое взаимодействие бентонитов месторождений 10-й Хутор и Таганское со сталью в модельных условиях пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов (ПГЗРО)	137

<i>Никулин И.И.</i> Литиеносность нижнепермских доломит-ангидритовых отложений Приволжской моноклинали	140
<i>Никулова Н.Ю., Гракова О.В.</i> Особенности распределения РЗЭ и условия формирования метапесчаников нижнепалеозойской алькесвожской толщи (Приполярный Урал)	144
<i>Новикова А.С.</i> Продукты размыва Пери-Гондванских кристаллических комплексов в юрских терригенных породах восточной части Горного Крыма	149
<i>Оленова К.Ю., Агаханова В.А.</i> О находке глендонитов в среднеюрских-нижнемеловых отложениях в разрезе параметрической скважины Новоякимовская 1 (Западный Таймыр).....	153
<i>Пенкина В.А., Котлер П.Д.</i> Развитие восточной окраины Казахстанского составного континента в среднем–позднем палеозое по результатам изучения песчаников.....	157
<i>Плотникова И.Н., Остроухов С.Б., Пронин Н.В.</i> Субмаринный вулканизм как один из факторов формирования высокоуглеродистых толщ доманикового типа.....	161
<i>Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н., Чаицкий В.П.</i> Типы разрезов и эволюция триасовогоосадочного бассейна запада Скифской плиты.....	165
<i>Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.</i> Проблемы структурно-тектонической однородности стратотипических разрезов нижнего отдела пермской системы на Южном Урале.....	169
<i>Пронин Н.В., Остроухов С.Б., Плотникова И.Н.</i> Аноксидные условия осадконакопления и их фиксация на основе ароматических каротиноидов	173
<i>Пустыльников В.В.</i> Генезис и минерализация порового пространства в породах малыкайской свиты среднего кембрия в разрезе параметрической скважины Канандинская 278 (Восточная Сибирь).....	176
<i>Рахимова Е.В., Агафонова Г.В.</i> Актуализация литологической характеристики карбонатных пород башкирского яруса в опорной скважине Бузулук 1	180
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Дубенский А.С., Ермолаев Б.В., Рашиди Б., Хейдари М.</i> К совместному анализу углеводородов (УВ), вулканизма, тектоники и металлогении нескольких альпийских структур Южного Каспия – Ирана – Кавказа – ключу к истории региона	184

<i>Романюк Т.В., Страшко А.С., Кузнецов Н.Б.</i> Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен детритового циркона: ченкские песчаники (Вторая гряда Крымских гор)	187
<i>Рябинкин С.В.</i> Строгое и точное отношение к принципу актуализма на примере газообразования углей.....	194
<i>Рябинкина Н.Н.</i> Особенности состава терригенной толщи нижнего визе юга гряды Чернышева Тимано-Печорской провинции.....	196
<i>Сахаров Б.А., Дриц В.А.</i> Реальная структура и индексы «кристалличности» природных каолинитов	198
<i>Седаева Г.М.</i> Особенности постседиментационного преобразования биогенных кремнисто-карбонатных пород палеозоя периферии древних платформ Евразии	201
<i>Стукалова И.Е., Наугольных С.В., Садчикова Т.А., Чепалыга А.Л.</i> Гагаты в отложениях средней юры Крыма (г. Судак): углепетрография, палеоботаника и условия образования	205
<i>Тимонина Н.Н.</i> Особенности вещественного состава и условия осадконакопления нижнетриасовых терригенных отложений севера Денисовской впадины (Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция)	209
<i>Худoley А.К., Алексеев Д.В.</i> Комплексный подход к реконструкции источников сноса: неопротерозойский осадочный бассейн Малого Каратау (южный Казахстан).....	213
<i>Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.</i> Эпигенетичность коллекторов триасовых отложений Западного Предкавказья.....	216
<i>Чеботарева В.А., Кузнецов А.Б.</i> Природа происхождения палеозойских карбонатных экзотических глыб в отложениях юго-западного Крыма	219
<i>Чукова Е.И., Рахматуллина А.С., Хасанов И.И.</i> Реконструкция и характеристика морфологии природного резервуара и особенностей распределения в нём пород-коллекторов на примере шихана Торатау.....	223
<i>Шалаева Е.А., Трифонов В.Г.</i> Вулканизм и тектоника как фактор осадконакопления на примере Ширакской и Севанской впадин Армянского нагорья.....	227
<i>Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Рыжкова С.В.</i> Катагенетический каолинит верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири	230

<i>Юшин К.И., Межеловская С.В., Межеловский А.Д.</i> Петрографо-геохимические особенности сумийского и ятулийского надгоризонтов Балтийского щита.....	234
<i>Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Ершов С.В., Николенко О.Д.</i> Карбонатные тела в мезозойских отложениях Западной Сибири: особенности выделения по данным ГИС и результатам изучения кернового материала.....	238
<i>Яшунский Ю.В.</i> Аутигенная санидиновая минерализация в карбонатных и терригенных отложениях карбона в южной части Московской синеклизы	242

Научное издание

**МАТЕРИАЛЫ ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
(С ИНОСТРАННЫМ УЧАСТИЕМ)**

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ, ТЕРРИГЕННЫХ
И КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ
(ЛИТОЛ 2023)**

18–21 апреля 2023 г.

Конференция посвящена памяти
Анны Григорьевны Коссовской (1915–2000)
Ирины Васильевны Хворовой (1913–2003)

Утверждено к печати
Оргкомитетом Всероссийской научной конференции

ООО «Издательство ГЕОС»
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Электронное издание
Объем 18 уч.-изд. листов