

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ГИН РАН)

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ,
ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ
КОМПЛЕКСОВ**

**Материалы Всероссийского литологического совещания,
посвященного памяти
А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой**

Москва
ГЕОС
2020

УДК 552.5; 551.3.051

ББК 26.323

T

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. 000 с.

ISBN 978-5-89118-823-5

Ответственный редактор
Е.В. Щепетова

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ),
проект № 20-05-20014\20

*На 1-ой стр. обложки: Коллаж выполнен Зинаидой Басс,
на последней странице обложки: о. Врангель (фото М.И. Тучковой).*

© ГИН РАН, 2020

© Издательство ГЕОС, 2020

Введение

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии науки (ГИН РАН) проводит в ноябре 2020 г. в г. Москве Всероссийское совещание, посвященное памяти выдающихся сотрудников ГИН РАН А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. Тема совещания «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов».

О совещании. Идея проведения этого совещания возникла довольно давно – несколько лет назад, но по разнообразным причинам выполнена не была. Для проведения совещания важной датой является столетие сотрудника Геологического института АН СССР А.Г. Коссовской, которое прошло практически незамеченным в 2015 г. Анна Григорьевна Коссовская и Ирина Васильевна Хворова долгие годы возглавляли лаборатории в Геологическом институте, и они воспитали несколько поколений последователей, которые работали и продолжают работать в современной науке. На протяжении нескольких десятков лет публикации И.В. Хворовой и А.Г. Коссовской привлекали внимание многочисленных исследователей. По сей день их исследования являются актуальными и востребованными.

Одно из наиболее актуальных направлений А.Г. Коссовской – это генетическая минералогия (геоминералогия), в основе которой лежит генетический подход к изучению геологических процессов в осадочной оболочке Земли. Еще одним важным вкладом А.Г. Коссовской в современную геологию является создание научной школы, направления так называемой «геоминералогии» которая, к сожалению, в настоящее время практически не развивается. Тем не менее, отдельные области в современной геологии продолжают развиваться независимо от геоминералогии. Изучение глин, глинистых минералов и их трансформаций в разных обстановках стало рутинным методом исследования в прикладных и фундаментальных работах, о чем свидетельствует почти ежегодное совещание «Глины и глинистые минералы». Продолжается изучение цеолитовых минералов и т.д. Не менее важной тематикой для А.Г. Коссовской были собственно литологические работы в разных регионах России.

А.Г. Коссовская автор более 100 научных работ, среди которых наиболее известные: «Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья: М., 1962»; «Эпигенез и его

минеральные индикаторы. М., 1971 (ред.); «Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М., 1981 (соавт. Симанович И.М., Шутов В.Д.); «Глинистые минералы. М.: 1990, 1991». Являлась членом редколлегии журналов: Литология и полезные ископаемые, Sedimentology.

Работы И.В. Хворовой по Уралу, по изучению глубоководных отложений в свое время были пионерскими и послужили примером для последователей. Ирина Васильевна Хворова является одним из основоположников учения об осадочных формациях и сравнительном анализе древних и современных карбонатных, кремнистых и вулканогенно-осадочных комплексов. Наибольшие достижения связаны с изучением связи осадконакопления и вулканизма. Автор более 120 научных трудов, среди которых наиболее выдающимися являются: «Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., 1958»; «Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., 1961»; «Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. М., 1968», «Формации Сакмарского аллохтона (Юж. Урал). М., 1978 (соавт.)».

Цель совещания. Настоящее совещание проводится по нескольким причинам. С одной стороны, чтобы провести ревизию тех научных школ, которые продолжают исследования в направлении изучения постседиментационных изменений осадочных комплексов, в изучении седиментологии и фациальных выражений осадочных пород, в разработке методик формационного анализа и т.д. И с другой стороны – попытке скоординировать действия ученых разных направлений для выработки единых подходов в изучении осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов.

В рамках совещания предлагается обсудить актуальные вопросы литологии, посвященные проблеме причинно-следственных взаимоотношений между процессами осадконакопления, породообразования и тектогенезом. Предлагается рассмотреть разные доклады, посвященные разным аспектам литологии при изучении недеформированных и деформированных осадочных комплексов для реконструкции палеогеографических и палеогеодинамических обстановок седиментации, а также для оценки влияния постседиментационных процессов на свойства осадочных пород различного генезиса.

Программа совещания будет включать устные (20 мин) и стендовые доклады, пленарные (заказные) доклады (30–40 мин) планируется посвятить освещению вопросов литологии, связанных с научной деятельностью и публикациями А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой, осмысления их с позиций современных исследований.

Особенности состава карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных комплексов каменноугольного возраста Чукотского террейна

Исследуемая территория расположена в Чукотской складчатой области, структуры которой возникли в результате коллизии активной окраины Сибири и микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска и закрытия Южно-Ануйского океанического бассейна в раннем мелу [4, 11, 13].

Изучение палеозойских отложений на этой территории и стратиграфическое расчленение разрезов проводилось с середины прошлого века [2, 7, 10, 12, 13]. Однако даже при региональном картировании корреляция палеозойских отложений вызывает затруднения. Связано это с широким развитием интенсивных деформаций и недостаточным количеством фаунистических датировок. Блоки палеозойских пород и фрагменты их разрезов обнажаются в пределах современных поднятий и на шельфе Чукотского моря. В данной работе рассматриваются палеозойские образования Алярмаутского и Куульского поднятий Ануйско-Чукотской складчатой системы.

Актуальность исследований обусловлена необходимостью получения литологической и геохимической характеристики каменноугольных карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных комплексов для реконструкции обстановок осадконакопления и уточнения истории развития региона в палеозое.

В задачи исследования входило проведение литолого-петрографического, рентгеноструктурного, геохимического (ICP MS) и изотопного ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) анализов, исследование пород сканирующим микроскопом, сравнение новых данных с полученными ранее, интерпретация полученных данных с последующей реконструкцией обстановок осадконакопления.

Палеозойский комплекс **Алярмаутского поднятия** представлен интенсивно деформированной терригенно-карбонатной толщей позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, подразделенной на *люпвеемскую толщу* (D_3-C_1lp) и *вернитакайвеемскую свиту* (C_1vr). *Люпвеемская толща* представлена кварц-полевошпатовыми кварцитами и кристаллическими

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия, oa_antipova95@mail.ru

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия, VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru

сланцами, выше залегают карбонатные отложения *верникайвеемской свиты*. Взаимоотношения этих свит друг с другом, а также с вышележащими толщами не всегда ясны [3, 8, 10, 13, 19]. Общая мощность палеозойского комплекса оценивается более 1000 м.

Верникайвеемская свита в нижней части представлена карбонатными сланцами темно-серой (почти черной) окраски. Выше по разрезу темные известняки постепенно сменяются темно-серыми, серыми и почти белыми с прослоями и линзами кремней. Завершают разрез белые сахаровидные известняки с редкими прослоями и линзами кварцитов, на них с тектоническим контактом залегают отложения триаса.

На основании макроскопических наблюдений и по результатам микроскопического изучения, карбонатные породы *верникайвеемской свиты* подразделены на 4 литотипа (ЛТ). **1 ЛТ** представлен карбонатными сланцами, эти породы слагают нижнюю часть разреза. Породы **2 и 3 ЛТ** приурочены к средней части и представлены сланцеватыми силикатно-карбонатными породами и светло-серыми массивными мраморизованными известняками. Породы **4 ЛТ** – белые сахаровидные, мраморизованные известняки, слагающие верхнюю часть разреза свиты.

Петрографические исследования карбонатных пород дополнены изучением новообразованных метаморфических слюд, а также рентгено-структурными исследованиями и изучением в сканирующем электронном микроскопе (SEM) для уточнения состава. Исследования показали, что в метаморфизованных породах *лювеемской толщи* вдоль кливажа послойно распространены Mg-Fe хлориты и биотиты, в карбонатных сланцах нижней части разреза *верникайвеемской свиты* отмечено присутствие иллита и флогопита вдоль кливажа, в сланцеватых карбонатно-силикатных породах средней части разреза появляется биотит, приуроченный к терригенным прослоям; в мраморизованных массивных известняках верхней части разреза установлена примесь гидрослюды (иллита), присутствуют прослой и линзы кварцита.

Куульское поднятие (мыс Кибера). Палеозойский комплекс мыса Кибера также представлен терригенно-карбонатной толщей ранне-позднедевонского и ранне-среднекаменноугольного возрастов и подразделен на *лонгскую* ($D_{1-2}lg$), *пегтымельскую* (D_3pg), *юонскую* (C_{1jn}) и *киберскую* (C_{1-2kb}) свиты [7, 10, 12]. Породы фациально изменчивы и деформированы. В основании каменноугольных отложений м. Кибера отмечены прослой конгломератов, которые отнесены к нижней части *юонской свиты*. Остальная часть разреза *юонской свиты* представлена известковыми алевролитами, аргиллитами и известняками.

U-Pb возраст цирконов, выделенных из конгломерата *юонской свиты*, составляет 355–361 и 359 ± 3 млн лет, что сопоставляется с возрастом гранитов Киберского массива – $351,4 \pm 5,6$ и 353 ± 5 млн лет и свидетельствует

о размыве гранитного массива с формированием синхронных конгломератов при проявлении элсмирских тектонических событий [18, 19].

Киберская свита (C_{1-2kb}) связана с нижележащей юонской постепенным переходом, представлена известняками, известковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержит многочисленные фаунистические остатки [2, 7, 12]. На основании определений их возраста, нижняя часть свиты отнесена к башкирскому ярусу, верхняя – к московскому ярусу. На киберской свите с размывом, но без видимого углового несогласия залегают пермо-триасовые отложения (P_2-T_1g *гэсмыткунская толща*). Контакт неровный, с карманами и вымоинами глубиной до 30 см [9, 19].

Первичные седиментационные текстуры и структуры затушеваны. Изредка наблюдаются реликты слоистости, подчеркнутой расположением детрита криноидей. Породы в той или иной степени перекристаллизованы, часты полисинтетические двойники кристаллов кальцитов. Макро- и микроскопические исследования показали, что среднекаменноугольные отложения *киберской свиты* содержат больше терригенного материала, чем нижнекаменноугольные отложения *юонской свиты*. При петрографическом изучении установлено, что в известняках практически постоянно присутствуют редкие мелкие деформированные членики криноидей, которые, в случае захоронения *in situ*, могут служить индикатором мелководных морских обстановок с нормальной соленостью [1].

Изотопные и геохимические исследования. Одним из основных источников редкоземельных элементов (РЗЭ), содержащихся в карбонатных породах, является морская вода [6, 7, 16, 18], соответственно, распределение лантаноидов в породе может рассматриваться как индикатор условий среды осадконакопления. Суммарная концентрация РЗЭ в карбонатных породах вернитакайвеевской свиты (C_{1vr}) Алярмаутского поднятия составляет 6,4–17,2 ppm, а в породах Куульского поднятия – 18,2–129,0 ppm. Концентрация РЗЭ в разы увеличивается в силикатно-карбонатных образованиях Алярмаутского поднятия – 135,1–294,5 ppm, Куульского – от 137,1 до 259,7 ppm. Спектры распределения РЗЭ, нормированные на хондрит, показывают, что известняки Куульского поднятия обогащены РЗЭ, а карбонатные породы Алярмаутского поднятия ими обеднены. Другим элементом, свидетельствующим, о том, что основной источник РЗЭ в карбонатах – морская вода, является Се. В окислительной среде растворимый Se^{3+} переходит в нерастворимый Se^{4+} , соответственно, спектр РЗЭ в нормально-морских карбонатах, формирующихся в пределах карбонатных платформ, характеризуется унаследованным от морской воды дефицитом церия [6, 14, 16]. В карбонатных породах Куульского поднятия значения Se/Se^* варьируют от 0,01 до 0,9; в известняках Алярмаутского поднятия – от 0,5 до 0,85, в силикатно-карбонатных породах – от 0,93 до 0,97. Так как значения $Se/Se^* < 1$, можно предполагать, что осадконакопление проис-

ходило в морских обстановках. Анализ диаграмм РЗЭ в исследованных породах, показывает их хорошую сходимость, что позволяет предполагать осадконакопление в едином морском осадочном бассейне. Геохимическим индикатором климата является отношение Se/Y [15], в проанализированных образцах значения $Se/Y < 3$ указывают на осадконакопление в аридном климате.

В морской воде значение $\delta^{18}O$ составляет около 28‰, а $\delta^{13}C$ колеблется от -2 до +2‰. Значения $\delta^{18}O$ в карбонатных породах Алярмаутского поднятия колеблются от 10,3 до 28,2‰, Куульского поднятия – от 9,0 до 28,0‰. Высокие значения $\delta^{13}C$ (до 4,3‰) характерны для верхней части разреза вернитакэйвеемской свиты и для нижней части киберской свиты, интерпретируются как типичные для мелководных морских условий с высокой биопродуктивностью в засушливом климате [19]. Низкие значения $\delta^{13}C$ определены в карбонатных породах нижней части разреза вернитакэйвеемской свиты ($\delta^{13}C$ колеблется от -4,4 до -1,9‰), а также в *юнонской свите* и верхней части *киберской свиты* ($\delta^{13}C$ от -0,1 до 2,0‰), указывают на колебания уровня моря и высокие температуры карбонатонакопления [19] и высокие температуры морской воды при карбонатном осаждении.

Выводы: предполагается, что накопление карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных комплексов поднятий происходило в едином теплом морском бассейне с нормальной соленостью, породы Алярмаутского поднятия осаждались на значительном расстоянии от суши, а накопление карбонатных осадков Куульского поднятия происходило вблизи внутрибассейнового поднятия, сложенного гранитоидами.

Среднекаменноугольные отложения содержат больше терригенного материала, чем нижнекаменноугольные отложения, увеличение доли терригенного материала могло быть связано с абразией внутрибассейнового поднятия.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061 и базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078.

Литература

1. Бугрова И.Ю. Морские организмы как индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах: Учеб. Пособие. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2006. 104 с.

2. Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля // Региональная биостратиграфия карбона современных континентов / Отв. ред. С.В. Мейен. М.: Наука, 1979. С. 128–132.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) – Билибино. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 46 с.

4. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др.* Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // *Геотектоника*. 2013. № 1. С. 3–35.

5. *Летникова Е.Ф.* Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана. // *Литосфера*. 2005. № 1. С. 70–81.

6. *Мизенс Г.А., Дуб С.А.* Известняки пограничного серпуховско-башкирского интервала на Южном и Среднем Урале: особенности геохимии. Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2019. С. 85–94.

7. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Девонские отложения побережье пролива Лонга (Центральная Чукотка) // *Ученые записки НИИГА. Сер. Региональная геология*. 1968. Вып. 13. С. 151–157.

8. *Садовский А.И., Гельман М.Л.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXVII, XXVIII. Москва, 1970. 75 с.

9. *Саморуков Н.М., Матвеев В.Т.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-59-XXIII, XXIV. Москва, 1984. 93 с.

10. *Сизых В.И., Игнатьев В.А., Школьный Л.Д. и др.* Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*, 1977. Кн. 1. № 23. С. 29–34.

11. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // *Геотектоника*, 2010, № 6, С. 60–78.

12. *Соловьева М.Ф.* Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам ниже- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. // *Наука, Ленинград*, 1975, С. 42–53.

13. *Тибилев И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М., ГЕОС, 2001, 94 с.

14. *Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О. и др.* Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса Западной Чукотки, как показатель условий складчатости // *Геотектоника*. 2011. № 3. С. 64–78.

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

16. *Bellanca A., Masetti D., Neri R.* Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. P. 141–152.

17. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E. et al. Geochronology and structural setting of Latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // Published by NRC Research Press. 2015. № 52. P. 147–160.

18. Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Katkov S.M. et al. Late Paleozoic granitic rocks of the Chukchi Peninsula: composition and location in the structure of the Russian Arctic // *Geotectonics*. 2015. № 49 (4). P. 243–268.

19. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al. Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // *Journal of Geodynamics*. 2018. V. 120 P. 77–107.

Л.Г. Вакуленко^{1,2}, О.Д. Николенко¹, П.А. Ян^{1,2}

Новые данные по изотопно-геохимическому составу карбонатных цементов в терригенных нефтегазоносных отложениях Западной Сибири

Изучение стабильных изотопов является одним из методов исследования генезиса и стадийности постседиментационных преобразований карбонатов, в том числе и карбонатов, формирующих цементы терригенных пород. Публикации с результатами изотопно-геохимических исследований западносибирских мезозойских карбонатов стали появляться уже с 1970-х гг. Наиболее активно работы в этом направлении проводились в коллективах новосибирских (под руководством Г.Н. Перезио) и томских (под руководством С.И. Голышева) ученых [5, 4]. Отметим, что авторы подразделяли коллекцию изучаемых образцов на известняки, не претерпевшие заметных постседиментационных изменений, и эпигенетические карбонаты, куда входили и вторичные карбонаты цементов песчаников. В большинстве работ томских исследователей одновременно определялся изотопный состав углерода и кислорода в диагенетических карбонатах и углерода в органическом веществе (ОВ) алеврито-глинистых пород, что позволяло делать выводы об условиях среды в бассейне осадконакопления [3]. В последние 5 лет результаты изотопных исследований верхнеюрских

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия, VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru

георгиевского и баженовского горизонтов отражены в публикациях сотрудников Московского университета [1, 7 и др.].

В нефтегазоносном оксфордском горизонте Ю₁, который является основным объектом разработки на юго-востоке Западно-Сибирской НГП, карбонатные цементы широко распространены. Содержание их в породах варьирует от долей процента до 40–50% и более в участках интенсивно проявленной карбонатизации. Присутствие подобных прослоев в проницаемой части резервуара увеличивает его неоднородность и ухудшает коллектор, поэтому выяснение особенностей формирования аутигенных карбонатов является важной частью литологических исследований продуктивных горизонтов.

В представленной работе приведены результаты изотопно-геохимических исследований карбонатных цементав песчаников горизонта Ю₁ Верх-Тарского нефтяного месторождения (Новосибирская область). Ранее для рассматриваемого горизонта нами был выполнен большой объем петрографических исследований, в процессе которых при стадийном анализе установлено несколько генераций кальцита – наиболее распространенного и важного для формирования коллекторов аутигенного минерала [2]. Для изотопно-геохимических исследований были подобраны образцы, в которых преобладала та или иная из установленных генераций кальцита. Значения изотопного состава углерода приводятся относительно стандарта PDB, а кислорода – SMOW. Погрешность определений составляет 0.1‰ для С и 0.2‰ для О (аналитик О.П. Изох).

По результатам выполненных исследований довольно четко прослеживаются различия характеристик кальцитов первой, второй и третьей генераций. Для кальцита первой генерации (тонко-микрористаллический кальцит, формирующий отдельные пятна, желваки, сгустки в терригенно-карбонатных породах) характерны наиболее утяжеленный состав изотопов углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -7.0 до -5.6‰) и средние значения (среди полученных) изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 15.4 до 18.9‰). В микритовом известняке с обильными остатками фрагментов растительности изотопный состав отличается: он наиболее облегчен по углероду: $\delta^{13}\text{C} = -17.8‰$ и утяжелен по кислороду: $\delta^{18}\text{O} = 22.4‰$, что свидетельствует о значительном участии органической углекислоты в его формировании. По составу кислотных вытяжек кальциты первой генерации отличаются довольно «чистым» составом, с содержанием Са – 37.8–38.0%, небольшими примесями Mg (0.6–0.7%), Fe (0.7–1.3%), Mn (до 0.1%), относительно повышенным Sr (0.2–0.4%). В случае появления заметного количества перекристаллизованного кальцита второй генерации, при уменьшении содержания Са (до 30.1%) и Sr (до 0.1%) увеличиваются содержания Mg (до 1.4%), Fe (до 7.0%), Mn (до 0.7%) с формированием магнезиально-железистых кальцитов.

Кальцит второй генерации слагает порово-базальный цемент песчаников тонко-мелко- и средне-мелкокристаллической структуры. Он облегчен по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C}$ – от -13.2 до -9.7‰) и характеризуется значительными вариациями значений $\delta^{18}\text{O}$, с противоположным трендом изменений: по мере утяжеления углерода наблюдается облегчение кислорода – от 26.0 до 10.9‰. При этом в составе кальцита, на фоне уменьшения содержания Са (от 38.3 до 30.3%), увеличивается содержание Mg (от 1.0 до 3.2%), Fe (от 1.0 до 12.1%), отмечается также Mn (0.2–0.3%) и Sr (0.1–0.2%). Таким образом, кальциты второй генерации преимущественно железисто-магнезиальные и магнезиально-железистые, хотя отмечены и довольно «чистые» разновидности. В процессе их формирования, вероятно, участвовала уголекислота, образующаяся при разложении ОБ осадков, а также уголекислота низкотемпературных поровых растворов.

В ряде случаев в интервалах развития песчаников с кальцитовым цементом доломитового состава, не взаимодействующим с 5% HCl и не окрашивающимся ализарином в петрографических шлифах. По результатам изотопных исследований в таких образцах отмечается однонаправленное утяжеление изотопного состава по углероду ($\delta^{13}\text{C}$ от -9.1 до -6.3‰) и кислороду ($\delta^{18}\text{O}$ от 12.0 до 15.7‰). При этом в составе доломита существенно увеличивается содержание Mg (7.4–7.8%), снижается Са (25.5–24.5%) и Sr (до 0.1%). Содержание Fe варьирует в пределах 7.3–8.4%, Mn – 0.2–0.3%.

Кальциты третьей генерации, формирующие порово-базальный пойкилитовый цемент средне-, крупно-, иногда грубокристаллической структуры, характеризуются незначительными вариациями изотопного состава: $\delta^{13}\text{C}$ – от -10.7 до -9.1‰, $\delta^{18}\text{O}$ – от 10.1 до 10.9‰. Заметно облегченный изотопный состав по кислороду указывает на их формирование из более высокотемпературных гидротермальных растворов [5, 1, 6 и др.]. По составу кислотных вытяжек это относительно чистые кальциты с содержанием Са – 35.4–40.1%, Mg – 0.9–0.9%, Fe – 2.0–3.4%, Mn – 0.2–0.6%, Sr – 0.3–0.5%.

Помимо петрографических и изотопно-геохимических исследований аутигенные карбонатные минералы были изучены с использованием сканирующего электронного микроскопа TEXCAN MIRA, оснащённого энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350, позволившим уточнить их состав (230 спектров) и морфологию. Кальцит третьей генерации – относительно чистый, с небольшими примесями Mg (0.2–0.6%) и Fe (0.2–2.0%). Периодически отмечаются Mn (0.3–0.9%) и Sr (0.4–0.9%). В кальците второй генерации постоянно отмечается значительное содержание Mg и Fe (обычно близкое – от 4 до 10–12%), редко присутствует Mn (как правило, менее 1%, в единичных случаях до 4.0%), характерно от-

сутствие Sr. Таким образом, вторая генерация представлена магнезиально-железистым и железисто-магнезиальным кальцитом с разным соотношением указанных элементов, вплоть до перехода в доломит. Интересно, что в случае постепенного заполнения межзернового пространства кальцит внешней зоны обогащен Mg и Fe, а внутренняя зона выполняется высокомагнезиальным кальцитом с небольшой примесью Fe (0.5–0.6%), примесь Mn отмечена только в кальците внешней зоны. Наиболее пестрый состав наблюдался в микритовых кальцитовых желваках, где кальцит первой генерации часто отмечен в ассоциации с тем или иным количеством кальция второй генерации. Здесь в спектрах зафиксирован относительно чистый кальцит с небольшой примесью Mg (до 0.2%) и Fe (0.9–1.1%), характерно присутствие Mn и Sr. В слабо перекристаллизованных участках уже представлен кальцит второй генерации, с повышенным содержанием Mg и Fe, отсутствием Sr. Иногда содержание Mn сильно варьирует, приводя к появлению марганцовистой разновидности.

Полученные нами результаты изотопно-геохимических исследований впервые характеризуют разные генерации кальцита цемента песчаников Западной Сибири. Зафиксированные широкие и разнонаправленные изменения в изотопном составе углерода и кислорода и в химическом составе карбонатных минералов свидетельствуют о значительных вариациях в условиях диагенеза и катагенеза, включающих изменение температур, влияние разных источников CO₂ и разнообразных химических элементов, а также других параметров среды.

Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ № 18-45-540004 p_a

Литература

1. Балушкина Н.С., Юрченко А.Ю., Калмыков Г.А. *et al.* Условия образования и нефтенасыщенность карбонатных пород баженовской и абалакской свит // Нефтяное хозяйство. 2016. № 1. С. 32–35.
2. Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Хабаров Е.М., Ян П.А. Аутигенное минералообразование в верхнеюрских коллекторах на юге Западной Сибири / Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Казань: Изд. Казанского университета, 2019. С. 68–69.
3. Гольшев С.И. Стабильные изотопы в нефтегазовой и рудной геологии. Избранные труды. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 212–217.
4. Гольшев С.И., Черепнин А.В., Рожнев А.Н. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири // Геохимия. 1981. № 8. С. 1216–1226.
5. Перозин Г.Н., Гольшев С.И., Мандрикова Н.Т. Использование стабильных изотопов углерода и кислорода для определения генезиса карбонатов //

Результаты изучения карбонатных пород-коллекторов Сибирской платформы с применением физических методов исследований. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1976. С. 75–83.

6. *Ростовцева Ю.В., Краснова А.В.* Особенности строения пород-коллекторов // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Казань: Изд. Казанского университета, 2019. С. 385–386.

7. *Юрченко А.Ю.* Генезис кальцита в карбонатных породах осадочных бассейнов по данным изотопного состава углерода и кислорода // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 107–110.

Е.В. Ватрушкина¹

Особенности методики изучения терригенных пород в складчатых областях на примере верхнеюрско-нижнемеловых отложений Западной Чукотки

Изучение терригенных комплексов в складчатых областях, как правило, осложняется широким развитием интенсивных деформаций. Ландшафтные условия арктической тундры также накладывают свои ограничения, связанные с плохой обнаженностью. При проведении полевых исследований на Западной Чукотке и в других районах Восточной Арктики трудно получить необходимую информацию для корреляции разрозненных выходов, составления сводных разрезов, выяснения условий осадконакопления и определения направления сноса обломочного материала. На примере изучения верхнеюрско-нижнемеловых отложений показана возможность применения комплекса лабораторных методов как дополнительного источника информации для стратиграфического расчленения и палеогеографических реконструкций.

Верхнеюрско-нижнемеловые породы слагают несколько впадин на юго-западной окраине Чукотского террейна. С угловым несогласием, а местами с тектоническим контактом они залегают на триасовых турбидитах пассивной континентальной окраины. Накопление верхнеюрско-нижнемеловых отложений на южной окраине Чукотского микроконтинента происходило одновременно с формированием Американо-Азиатского бассейна на севере и закрытием Прото-Арктического океана на юге. Активная тектоническая обстановка в позднеюрско-раннемеловое время с частой сме-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ной геодинамических режимов способствовала выведению в зону эрозии пород разного возраста и происхождения.

Изучаемые верхнеюрско-нижнемеловые толщи представлены преимущественно переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В подчиненном количестве в разрезах присутствуют грубообломочные разности. Отложения накапливались в различных частях подводных конусов выноса и характеризуются фациальной невыдержанностью и литологическим сходством. Крайняя неоднородность распределения в них бухиевой фауны [3] существенно осложняет их стратификацию.

Для расчленения верхнеюрско-нижнемеловых толщ, в дополнение к традиционным методам, применим подход, основанный на предположении о том, что в активной тектонической обстановке в разное время могли быть выведены на поверхность и подвергаться эрозии различные по составу породы, что должно было отразиться в составе осадков прилегающих палеобассейнов, для которых эти породы являлись источниками обломочного материала. При таком подходе к одному и тому же подразделению следует относить отложения с близкими петрографическими, геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками. Помимо состава пород, важным критерием является распределение возрастов обломочных цирконов.

Для позднеюрско-раннемеловых палеобассейнов установлены следующие этапы смены источников сноса, которые можно использовать для расчленения накопившихся в них осадочных толщ и корреляции палеонтологически немых фрагментов [1]. В оксфорд-кимериджское время в питающей провинции доминируют древние гранитоиды, второстепенное значение имели турбидиты триасового возраста, вулканиты и метаморфические комплексы. В волжское время в результате смены геодинамической обстановки функционирующая континентальная дуга становится главным поставщиком материала. При этом в зоне размыва также располагались триасовые терригенные породы. В берриасское время доминирующим источником обломочного материала постепенно становятся триасовые турбидиты, а состав вулканитов в питающей провинции меняется со среднего на кислый. В валанжине среди источников вновь преобладают древние гранитоиды, и в меньшей степени размывались терригенные породы и вулканиты.

Для расчленения верхнеюрско-нижнемеловых отложений и определения возраста отдельных подразделений важную роль играет изучение их вулканического источника. Его возрасту соответствует самая молодая популяция цирконов в песчаниках [2]. В оксфорд-кимериджских псаммитах в ее составе выявлено 3 зерна, имеющих позднеюрский возраст (156–159 млн лет). В песчаниках волжского возраста, содержащих большое количество синхронного пирокластического материала, самая моло-

дая популяция цирконов является доминирующей – от 73 до 86% общего количества датированных зерен. При этом возрастная оценка пика кривой вероятности изменяется в пробах из разных частей разреза от 146.9 до 143.1 млн лет. Берриасские отложения также характеризуются присутствием значимой молодой популяции (15–21%). В одном из датированных образцов пик кривой вероятности оценивается как 140.5 млн лет, в другом – 139.2 млн лет. Молодая популяция детритовых цирконов из валанжинских песчаников представлена единичными зёрнами в интервале от 141 до 159 млн лет.

В ходе детальных петрографических исследований волжско-берриасских отложений, накопление которых происходило в результате размыва функционирующей дуги, установлена следующая закономерность. В более древних породах преобладают обломки вулканитов основного и среднего состава, в более молодых – кислых. Выявленную особенность можно использовать в качестве вспомогательного критерия при составлении сводного разреза.

Для палеогеографических реконструкций важное значение имеет определение преобладающего направления погружения склона палеобассейна и сноса осадочного материала. Для оксфорд-кимериджского времени не удалось интерпретировать направление транспортировки осадочного материала вследствие отсутствия в отложениях ориентированных текстур. По причине плохой обнаженности также не представляется возможным проследить латеральную смену фаций, что могло бы помочь в решении этого вопроса. Тем не менее, преобладание древних гранитоидов в питающей провинции в это время может свидетельствовать о доминирующем направлении сноса осадочного материала с севера на юг (в современных координатах). Оно предполагается на основе возможного расположения выявленного источника в существовавшей геодинамической обстановке. В позднеюрское время в Арктическом регионе активно размывались гранитоиды основания древнего континента Крокерленд [4, 5].

Для волжско-валанжинского интервала можно проследить зональность изменений состава пород. В песчаниках всех выделенных стратиграфических подразделений самой северной впадины выявлены повышенное содержание кварца и, соответственно, высокие значения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, что свидетельствует о вызревании осадка в этом направлении. Эти данные согласуются с расположением преобладающего в это время источника обломочного материала – вулканитов, формировавшихся в волжско-берриасское время на южной активной окраине Чукотского континента.

Полученные результаты продемонстрировали важную роль лабораторных методов исследования при изучении деформированных, плохо обнаженных, литологически схожих пород, не содержащих достаточного количества фаунистических остатков.

Исследование выполнено в рамках темы Госзадания ГИН РАН при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-00761.

Литература

1. *Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Чукотки: состав, источники сноса, обстановки осадконакопления и геодинамические режимы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2018. 30 с.

2. *Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д.* Позднеюрский–ранне-меловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

3. *Тибилев И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М: ГЕОС, 2001. 94 с.

4. *Embry A.F.* Crockerland – the northern source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // Arctic geology and petroleum potential / Eds E. Vorren, O. Bergsager, E. Dahl-Stammese *et al.* // NPF Spec. Pub. 1993. V. 2. P. 205–216.

5. *Embry A.F.* Crockerland – the source area for the Triassic to Middle Jurassic strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands // Bull. Can. Petrol. Geol. 2009. V. 57(2). P. 129–140.

В.С. Вишневская¹

Парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков (верхняя юра – нижний мел)

Описан парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков с территории России, который впервые встречен в баженовской свите Западной Сибири у границы юры и мела. По кальцисферам возможна корреляция титона–берриаса Бореальной области Западной Сибири с одновозрастными осадками Перитетиса, Аргентины и Антарктиды.

Радиоляриевые осадки или радиоляриты, как считает большинство исследователей, характерны для океанов и указывают на океанский тип осадков. В то же время, радиоляриты описаны среди волжских фосфоритов бассейна Верхней Вятки и Камы [5], а «радиоляриевые земли» известны в верхнем мелу Поволжья [4] и многих других регионах, где они

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

имеют морской характер. В диагенезе и при других процессах в течение геологического времени радиоляриевые осадки могут превращаться в радиоляриевые яшмы или яшмы, образование которых, с точки зрения одной части исследователей, произошло при катагенезе, а другой – при региональном или контактовом метаморфизме [9]. И.В. Хворова [6, 7] на примере палеозойских кремнистых пород описала общепризнанный парагенез яшм (в том числе радиоляриевых) с вулканогенными породами, который широко распространен в складчатых поясах, а кремней, примером которых могут быть доманикиты, с карбонатными породами. В мезозое широко распространен парагенез кремнистых пород с вулканогенными породами [2, 3], например, в Тихоокеанском океаническом поясе, а кремней с известняками, например, в Тетисе [2, 7].

В последние годы появились научные статьи, в которых рассматривается парагенез кремнистых пород с кальцисферовыми известняками [14, 16, 17]. На территории России парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков встречен в баженовской свите Западной Сибири у границы юры и мела и в берриасе–валанжине [16]. Поскольку корреляция верхнеюрских-нижнемеловых тетических и тихоокеанских, в том числе бореальных радиоляритов, весьма затруднена [12, 16], на помощь могут быть привлечены кальцисферовые известняки, которые получили название по имени кальцисфер – одноклеточных известковых микрофоссилий, имеющих преимущественно сферическую оболочку. В конце прошлого столетия была установлена их таксономическая принадлежность к известковым динофлагеллятам [13]. Известковые диноцисты мезозоя, благодаря высокой устойчивости к диагенетическим изменениям и широкому палеогеографическому распространению, являются хорошими биостратиграфическими маркерами для верхней юры – нижнего мела [10, 11] и бесценны для межрегиональных корреляций на большие расстояния (рис. 1). По кальцисферам корреляция титона-берриаса Бореальной области Западной Сибири возможна с одновозрастными осадками Перитетиса, Аргентины и Антарктиды. Кроме того, титон-берриасские известковые диноцисты *Colomisphaera tenuis* производят цисту подобно современным *Caracotia arctica*, которые предпочитают относительно холодные и полярные воды [11]. Таким образом, они могут быть использованы в качестве индикатора холодноводности.

Как же возник парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков? Если мы посмотрим на палеогеографическую карту конца юрского времени, то увидим расположение регионов, где зарождался парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков (рис. 2). Для баженовских радиоляритов и кальцисферовых известняков предложено много различных гипотез [9], в том числе, основанных на мелководности фаций, включая штормовые отложения [9]. Космополитный характер кальцисфер

Ma		Age		Tethys		Antarctic Peninsula		Argentina		Western Siberia			Age
										Calcsphere Zones	Radiolarian Zones	Ammonite Zones	
-140	M16	Late	Berriasian	Tethyan Calcsphere Zones	Radiolarian Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Vogleri	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Valanginian	
													Conferta
-145	M17	Early	Berriasian	Wanneri	ZONE 5	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Conferta	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Berriasian	
													Proxima
	M18	Early	Berriasian	Proxima	Proxima	Proxima	Proxima	Proxima	Proxima	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Berriasian	
													Fortis
-150	M19	Late	Titonian	Fortis	ZONE 4	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Fortis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Volgian	
													Tenuis
	M20	Early	Titonian	Tenuis	Tenuis	Tenuis	Tenuis	Tenuis	Tenuis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Volgian	
													Maimica
-150	M21	Early	Titonian	Maimica	Subzone 4a	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Fortis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Volgian	
													Tithonica
	M22	Late	Kimmeridgian	Kimmeridgian	Borzai	Sub 4b	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Fortis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Kimmeridgian
-150	M23	Late	Kimmeridgian	Borzai	ZONE 3	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Fortis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Kimmeridgian	
													Mollucana
-150	M24	Late	Kimmeridgian	Mollucana	Sub 3a	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Calcsphere Zones	Fortis	Ammonite Zones	Radiolarian Zones	Kimmeridgian	
													Mollucana

Рис. 1. Корреляция радиолариевых и кальциферовых ассоциаций Аргентины и Антарктиды [11] с Западно-Сибирскими

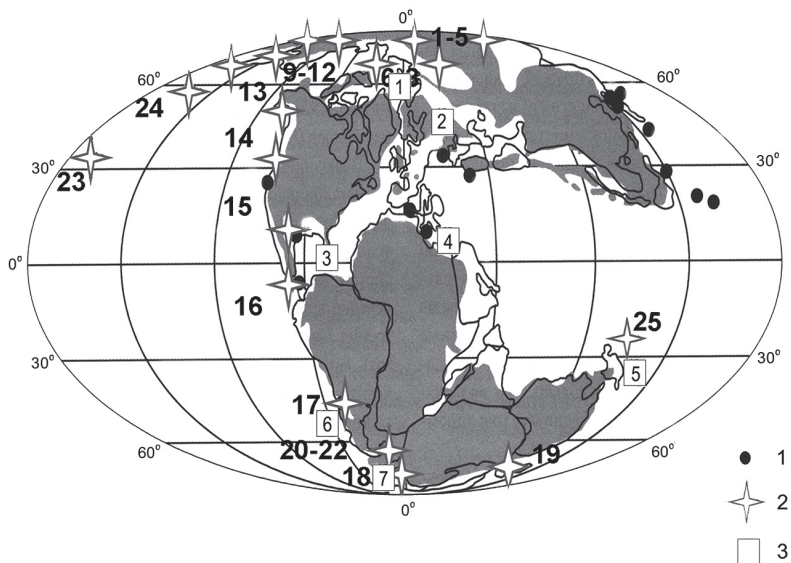


Рис. 2. Местонахождения позднеюрско-раннемеловых радиолярий по [3] (1 – пантанеллиды, 2 – род *Parvicingula*) и кальцисфер (3 – номера в прямоугольниках по [11])

переходного интервала от юры к мелу может быть объяснен возникновением коридора Викингов между Гренландией и Норвегией и других проливов [1]. Еще одной гипотезой образования осадков, обогащенных радиоляриями и кальцисферами, а также планктоногенным ОВ является действие апвеллинга – регионального подъема глубинных холодных вод, насыщенных фосфором и другими биогенными элементами. Области апвеллинга длительное время сохраняют обстановки высокой биологической продуктивности поверхностных вод. Такое представление возникло благодаря тому, что подобные кремнисто-глинистые и сапропелевые илы занимают значительную площадь на обширных пространствах шельфов и континентальных склонах в Мировом океане (в районе Перуанского течения, на шельфе юго-западной части Африки, материковом склоне п-ова Индостан и др.). Зоны устойчивого поднятия водных масс (апвеллинга) нередко могли возникать вдоль линейных морфоструктур, например, тектонических [3]. Доминирование в радиоляриевой ассоциации высококонических парвицингулид является признаком возможной принадлежности этих форм к зоне подъема водных масс (типа апвеллинга), а их обилие часто трассирует зону апвеллинга [3]. При этом для смежных относительно мелководных участков типична примесь спикулового, кальцисферового или иного биокарбонатного детрита [2, 15–17].

Таким образом, выявленный парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков имеет огромный потенциал, как для межрегиональных корреляций, так и для восстановления морских связей в позднеюрское и раннемеловое время.

Исследование было выполнено по теме госзадания ГИН РАН и частично поддержано РФФИ, проект № 18-05-00494.

Литература

1. *Барaboшкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др.* Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. 182 с.

2. *Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.

3. *Вишневская В.С., Филатова Н.И.* Палеоширотные и палеогеографические условия накопления радиоляриевых кремнисто-вулканогенных комплексов в мезозойской палеоокеане и тенденция изменения климата (по данным аллохтонов Востока Азии) // *Океанология*. 2017. Т. 54. № 5. С. 685–699.

4. *Гужиков А.Ю., Барaboшкин Е.Ю., Беньямовский В.Н. и др.* Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2017. Т. 25. № 1. С. 24–61.

5. *Хабаров А. В.* Фауна радиолярий из нижнемеловых и верхнеюрских фосфоритов бассейна Верхней Вятки и Камы // *Ежегодник ВПО*. Т. 11. Л., 1937. С. 90–120.

6. *Хворова И. В.* Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // *Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах*. М.: Наука, 1979. С. 38–59.

7. *Хворова И.В., Вишневская В.С.* Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // *Происхождение и практическое использование кремнистых пород*. М.: Наука, 1987. С. 59–85.

8. *Хотылев О.В., Балушкина Н.А., Вишневская В.С. и др.* Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири // *Вестник МГУ. Сер. 4. Геология*. 2019. № 1. С. 89–95.

9. *Щепетова Е.В., Панченко И.В., Барaboшкин Е.Ю.* “Рыбные” темпеститы в углеродистых отложениях баженовского горизонта и палеобатиметрия баженовского моря Западной Сибири // *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: шестое всероссийское совещание*. Махачкала: Алеф, 2015. С. 320–324.

10. *Ivanova D.K., Kietzmann D.A.* Calcareous dinoflagellate cysts from the tithonian-valanginian Vaca Muerta Formation in the Southern Mendoza area of the Neuquen Basin, Argentina. // *J. South Am. Earth Sci.* 2017. V. 77. С. 150–169.

11. *Kietzmann D.A., Scasso R. A.* Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–?lower Berriasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2020. V. 537. A. ID 109419. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.109419

12. *Kiessling W.* Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology.* 1999. V. 45(1). P. 1–96.

13. *Reháková D.* Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the west Carpathian (Late-Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments // *Geol. Carpath.* 2000. V. 51(4). P. 229–243.

14. *Vennari V.V., Pujana I.* Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina // *J. S. Am. Earth Sci.* 2017. № 75. P. 35–50.

15. *Vishnevskaya V.* The Domanikoid facies of the Russian Platform and Basin Paleogeography // *Mem. Museum. Nat. Hist. Nat.* 1998. № 177. P. 38–62.

16. *Vishnevskaya V.S.* The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers // *Geol. Quarterly.* 2017. V. 61(3). P. 641–654.

17. *Vishnevskaya V.S., Ovechkina M.N., Ustinova M.A.* Biostratigraphy and Paleogeography of the Bazhenovo Formation (Upper Jurassic and Lower Cretaceous) Based on Radiolarians, Nannoplankton and Calcareous Dinocysts // *Paleontol. J.* 2019. V. 53(9). P. 916–921.

Э.А. Вторушина¹, М.Н. Вторушин¹, Е.М. Мотошин¹

Применение пиролитического анализа для оценки нефтегенерационных свойств отложений баженовской свиты на территории Широкого Приобья

Несмотря на то, что баженовская свита рассматривается на сегодняшний день как основная нефтематеринская формация на территории Западной Сибири, она все еще является недостаточно изученной, что связано со значительной дифференциацией ее отложений по продуктивности и малой применимостью традиционных методик выделения коллекторов [5].

¹ Автономное учреждение Ханты-Мансийского автономного округа – Югры «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», Ханты-Мансийск, Россия, VtorushinaEA@nacrn.hmao.ru

Одним из основных методов выделения продуктивных интервалов является пиролитический анализ, на основе данных которого проводят оценку нефтегенерационных свойств отложений, определяют количество, тип и степень зрелости органического вещества (ОВ), содержащегося в породе (табл. 1).

Таблица 1

Оценка степени зрелости ОВ по параметрам пиролиза [1]

Стадии катагенеза	Доля пиролизуемого углерода GOC/ТОС, %	Водородный индекс HI мгУВ/г ТОС	T _{max} , °С
ПКЗ	>60	715	425
МК1	55–60	600	435–438
МК1-2	45–55	450	436–441
МК2	40–45	200	439–441
МК2-3	25–40	150	440–445
МК3	15–25	60	448–455

Целью работы была характеристика нефтегенерационного потенциала и оценка коллекторских свойств отложений баженовской свиты по данным пиролиза. Исследования проводили на керновом материале 79 образцов из двух поисковых скважин, находящихся на территории Широного Приобья.

Измельченные образцы керна экстрагировали хлороформом в аппарате ускоренной экстракции Dionex ASE350 (Thermo Fisher Scientific Incorporation, США). Сравнительный пиролиз образцов до и после экстракции дает более качественную термическую характеристику керогена и достоверную информацию об остаточном нефтегенерационном потенциале пород [4].

Пиролитический анализ образцов породы до и после экстракции проводили на анализаторе горных пород HAWK Resource Workstation (Wildcat Technologies, США) по технологии Rock-Eval, включающей в себя два цикла – программируемый нагрев в печи в атмосфере гелия и последующее дожигание в потоке воздуха с измерением содержания количества углеводородов (УВ), угарного и углекислого газа в различных температурных зонах. При нагревании до 100 °С детектируется пик S₀ (термодесорбированные газообразные и легкие УВ), от 100 до 300 °С – пик S₁ (термодесорбированные УВ, входящие в состав нефтей). Повышение температуры с 300 до 650 °С приводит к термическому разложению керогена (пик S_{2b}), высокомолекулярных УВ и гетероатомных соединений нефтяного ряда (пик S_{2a}).

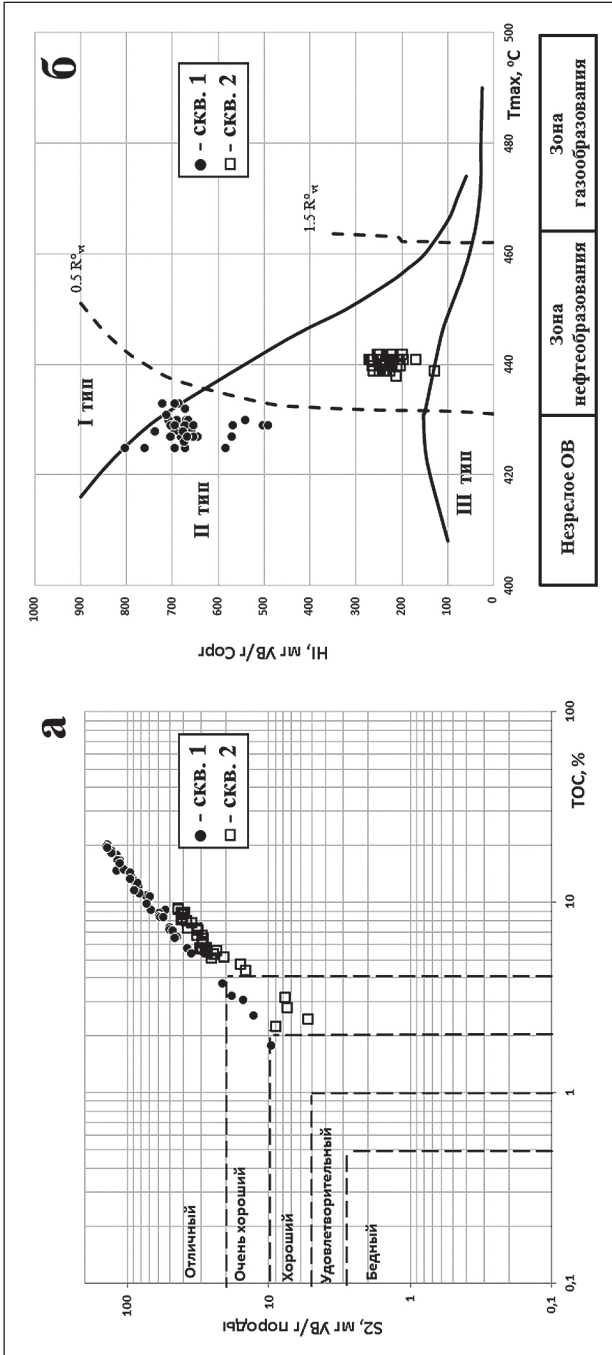


Рис. 1. Характеристика генерационного потенциала (а) и керогена (б) баженовской свиты Широ́тного Приобья по пиролитическим данным

Термическую зрелость и тип керогена определяют по значениям водородного индекса (НИ) и температуре на максимуме пика S_2 (T_{max}), генерационный потенциал – по параметру S_2 и содержанию общего органического углерода (ТОС). Кероген пород обеих скважин характеризуется преимущественно отличным генерационным потенциалом (рис. 1а) и относится ко II типу (рис. 1б). Отложения скважины № 1 представлены незрелыми породами (градация катагенеза ПК3). Отложения скважины № 2 более зрелые, ОВ соответствует зоне нефтеобразования (градация катагенеза МК2).

Скважиной № 1 вскрыты нефтематеринские отложения, которые выделяются по ряду пиролитических параметров – повышенному содержанию общего органического углерода (ТОС), высоким значениям параметра S_2 и водородного индекса (НИ). Для верхней части разреза, представленной глинисто-кремнисто-карбонатными и кремнисто-глинисто-карбонатными породами, содержание ТОС в среднем составляет 15.0%, S_2 – 104 мг УВ/г породы, значение НИ изменяется от 660 до 720 мг УВ/г ТОС. Нижняя часть разреза, сложенная глинисто-кремнистыми породами, характеризуется более низкими средними значениями ТОС (8.4%) и S_2 (56 мг УВ/г породы), однако водородный индекс изменяется примерно в тех же пределах 650–760 мг УВ/г ТОС, что указывает на общий генезис органического вещества. На наложенных пирограммах до и после экстракции (рис. 2а) по отсутствию ассиметричного плеча в области S_{2a} видно, что породы скважины № 1 практически не содержат гетероатомных соединений нефтяного ряда. Незначительное уменьшение параметра S_2 после экстракции, а также небольшая высота пика S_1 по сравнению с S_2 на пирограммах указывают на автохтонность ОВ, что характерно для нефтематеринских отложений.

В разрезе скважины № 2 выделяются два интервала: в верхней части – нефтематеринские зрелые отложения, сложенные глинисто-кремнистыми породами с единичными карбонатными прослоями; в нижней части – нефтенасыщенный интервал, представленный кремнистыми доломитами. Значения НИ по всему разрезу изменяются от 194 до 270, в среднем – 218 мг УВ/г ТОС. Для интервала нефтематеринских пород содержание ТОС в среднем составляет 6.8%; S_2 – 34.5 мг УВ/г породы. В ходе созревания органическое вещество начинает генерировать углеводороды, появляется тяжелая составляющая нефти (область S_{2a} на рис. 2б). Уменьшение пика S_2 после экстракции происходит в результате растворения высокомолекулярных УВ, смол и асфальтенов. На пике генерации (МК2) исходное ОВ генерирует все больше легких нефтяных УВ, в том числе и из тяжелых нефтей, но количество асфальтенов все еще велико. Образовавшаяся в результате генерации нефть мигрирует внутри пласта в естественные коллекторы [3]. Нефтенасыщенный интервал нижней части

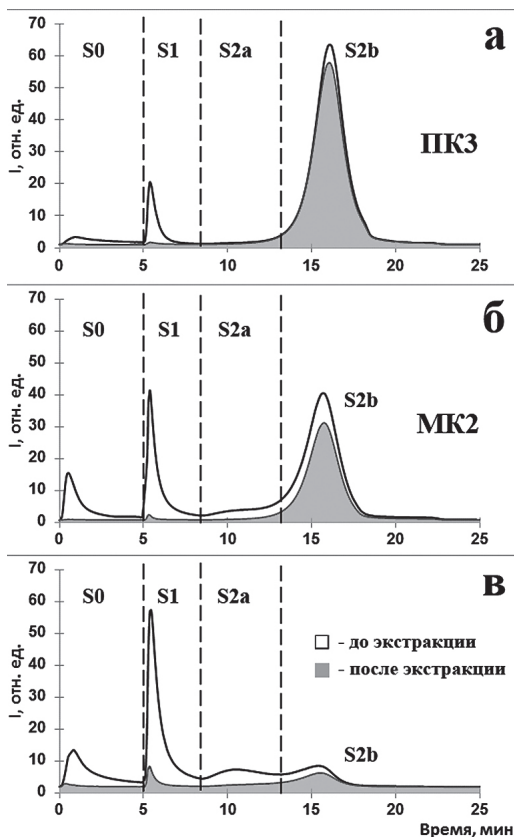


Рис. 2. Наложенные пирограммы (до и после экстракции): а – нефтематеринские отложения скв. № 1, б – нефтематеринские отложения скв. № 2 (верхняя часть разреза), в – нефтенасыщенный интервал скв. № 2 (нижняя часть разреза)

разреза, содержащий миграционные УВ, характеризуется значениями индекса нефтенасыщенности $OSI > 100$ мг УВ/г ТОС [5], в среднем для интервала – 413 мг УВ/г ТОС; повышенным содержанием свободных УВ (S_0+S_1) до 21 мг УВ/г породы. Параметр S_2 после экстракции уменьшился более, чем на 50%, что указывает на аллохтонность ОВ пород [2]. На пирограмме (рис. 2в) виден бимодальный характер пика S_2 и превышение пика S_1 над ним, что является отличительной особенностью пород-коллекторов.

Литература

1. Гутман И.С., Потемкин Г.Н., Батулин А.Ю. и др. Изучение баженовской свиты Западной Сибири на различных уровнях по данным пиролитических исследований как основа объективной оценки углеводородного потенциала // Недропользование XXI век. 2019. № 3. С. 102–115.

2. Дахнова М.В., Можегова С.В., Назарова Е.С., Пайзанская И.Л. Оценка запасов «сланцевой нефти» с использованием геохимических параметров // Геология нефти и газа. 2015. № 4. С. 55–61.

3. Козлова Е.В., Булатов Т.Д., Леушина Е.А. и др. Оценка катагенетической преобразованности органического вещества баженовской свиты по пиролитическим данным // «Геомодель 2019». Тез. докл. 21-ой конференции по вопр. геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа. Геленджик, 2019. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.201950155>

4. Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогенонасыщенных отложений (на примере баженовской свиты. Западная Сибирь) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 3. С. 44–54.

5. Немова В.Д. Многоуровневая литологическая типизация пород баженовской свиты // Нефтяное хозяйство. 2019. № 8. С. 13–17.

6. Jarvie D.M. Shale resource systems for oil and gas: Part 2 – Shale-oil resource systems // Shale reservoirs – Giant resources for the 21st century / Ed. J. Breyer. AAPG Memoir 97. 2012. P. 89–119.

Ю.О. Гаврилов¹

Факторы, влиявшие на формирование геохимического облика юрского терригенного комплекса Большого Кавказа

Юрский терригенный комплекс Большого Кавказа, несмотря на кажущуюся однообразность, монотонность состава отложений, в разных его частях характеризуется различными геохимическими особенностями. Последние формировались под влиянием многих факторов. Одни факторы влияли на геохимию отложений на протяжении всего времени накопления юрской толщи, другие – на определенных этапах его развития или в разных частях бассейна. Взаимодействуя между собой, дополняя друг друга, они вместе определяли геохимическую специфику J₁₋₂ отложений Б. Кавказа. Эти факторы являются типичными при формировании геохимического облика крупных терригенных осадочных комплексов в сходных климатических и геодинамических обстановках.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Фактор влияния состава источников сноса осадочного материала был одним из наиболее мощных по определению геохимического облика отложений. Особенно эффективным его воздействие было на начальных этапах накопления юрской толщи. В этом отношении показательными являются отложения кистинской свиты, накопление которых происходило в осевой части прогиба Б. Кавказа в синемюре – раннем плинсбахе. Содержание подавляющего большинства химических элементов во всех типах пород заметно ниже кларковых значений [3]. Содержание Fe обычно заметно меньше 2%; Mn – крайне низкое (следы); понижено содержание Ti, P, других элементов (Cr, Ni, V, Cu, Co, Pb, Ga) [4, 5]; только содержание Ge сопоставимо с фоновым. В породах кистинской свиты полностью отсутствует примесь карбонатного материала. $C_{\text{орг}}$ фиксируется в виде примеси углистого материала.

Источником осадочного материала для кистинской свиты служили местные породы доюрского гранитогнейсового комплекса, для которых характерны весьма низкие величины содержания многих элементов. Переход к залегающей выше циклаурской свите (верхний плинсбах – низы нижнего тоара) знаменуется отчетливым возрастанием содержания элементов в породах до кларкового уровня. Обусловлено это тем, что позднеплинсбахская трансгрессия привела к прекращению размыва местных пород; смена источников сноса осадочного материала и его поступление из других районов определили заметное изменение геохимического облика отложений.

Влияние локальных источников сноса на геохимию отложений отчетливо проявилось на северной окраине палеобассейна, в залегающей в основании юрского разреза вериютской свите. В отличие от кистинской, в породах вериютской свиты установлены, напротив, очень высокие величины содержания ряда элементов – Cr (до 4500 ppm), Ni и некоторых других. Это обусловлено геохимической спецификой местных источников осадочного материала, среди которых были серпентинитовые массивы, содержавшие значительные концентрации этих элементов. Появление в основании юрской толщи железорудных горизонтов, также связано с перетолжением в начале юрской трансгрессии материала из кор выветривания серпентинитовых массивов.

Влияние локальных источников сноса на геохимию толщ сказывалось иногда и позже – в аалене (Бечасынское, Баксанское Fe-рудопроявления). Однако, если влияние местных источников материала на геохимию базальных юрских толщ на Северном Кавказе обнаруживается повсеместно, то в зрелом бассейне достаточно рельефно оно проявлялось эпизодически. Это происходило на фоне масштабного падения уровня моря, когда обнажались внутрибассейновые поднятия, в том числе серпентинитовые массивы, которые вновь попадали в зону эрозии слагавших их пород.

Влияние этих источников сноса на геохимию отложений отмечается, прежде всего, в относительной близости от них, так как по мере удаления происходило довольно быстрое рассеивание материала, и их воздействие на геохимию осадков прекращалось: морские течения и волновая деятельность активно перемешивали осадочный материал, усредняли его состав, что сглаживало влияние на него различных источников сноса.

Таким образом, местные источники осадочного материала проявляли себя по-разному: в одних случаях накапливались осадки с аномально низкими содержаниями химических элементов, в то время как в других случаях, напротив, происходило их обогащение определенным спектром элементов.

Фактор высоких скоростей осадконакопления. Система рек обуславливала привнос в водоем значительных масс осадочного материала, что отражалось в очень высоких скоростях осадконакопления. Это обстоятельство препятствовало появлению в мощных терригенных толщах осевой зоны палеоводоема благоприятных условий для накопления на некоторых уровнях повышенных концентраций каких-либо химических элементов – например, в отложениях циклаурской и ларской свит (лейас) существенные геохимические аномалии осадочного генезиса отсутствуют.

Фактор климата активно влиял на формирование геохимического облика юрской терригенной толщи. Результаты исследования многочисленных находок ископаемых флоры и фауны [2, 8, 11 и др.] говорят о существовании гумидного субтропического климата в Кавказском регионе. Эти условия были благоприятны для образования бокситов [7], развития кор выветривания [1, 6 и др.]. Вынос из этих кор осадочного материала влиял на геохимию осадков некоторых интервалов. Следствием гумидного климата было развитие озерно-болотных систем по периферии бассейна.

Диagenетические преобразования служили мощным фактором переработки и перераспределения вещества в осадках, существенного изменения концентраций в них ряда элементов, обуславливали иногда образование их рудных скоплений. В слоистых толщах с диagenетическими процессами связано перераспределение элементов между гранулометрически различными отложениями, а также миграция значительных масс карбонатного (карбонаты Fe, Mn) и сульфидного вещества из глинистых осадков в алевролитовые и песчаные, что заметно меняло геохимический облик отложений.

Газовый режим вод палеобассейна. В публикациях нередко высказывалось предположение о H₂S-заражении вод в юрском бассейне, что обосновывалось наличием в породах сульфидных конкреций (СК), а также бедностью в этих отложениях остатков фауны. Однако СК являются диagenетическими образованиями, возникшими в осадках, и не могут служить доказательством аноксидных обстановок. Редкие находки фауны не про-

тиворечат предположению о H_2S -заражении вод центральных частей бассейна, но, в то же время, не могут служить доказательством его существования, так как бедность фауны могла быть обусловлена иными причинами. Использование геохимических характеристик отложений (соотношение содержаний Mn и Mo [10]), а также некоторых других элементов – Se, Re, свидетельствует об отсутствии аноксидных обстановок в Кавказском палеобассейне. Вместе с тем не исключено, что в западинах в рельефе дна, в затишных обстановках аноксия могла временно развиваться.

При обсуждении вопроса о газовом режиме в юрском водоеме следует учитывать, что в него из наземных ландшафтов поступало большое количество растительного ОВ. Окисление этих масс ОВ как в толще воды, так и в осадках в раннем диагенезе, приводило к образованию больших количеств углекислоты. Последняя способствовала активному растворению попавших в осадок раковин организмов, избыточные же порции углекислоты уходили в наддонную воду. Учитывая это, можно предполагать существование повышенных концентраций CO_2 в палеобассейне, т.е. ацидификацию его вод или своего рода его «углекислотное заражение». Карбонатные раковины отмерших организмов уже на стадии погружения в водной толще начинали растворяться, а в диагенезе этот процесс приводил к их полному растворению.

Фактор количества и качества органического вещества (ОВ) в осадках является одним из важных геохимических параметров отложений. Преобладающим источником ОВ в юрское время являлись озерно-болотные системы суши. Вместе с тем, планктоногенное ОВ также накапливалось в осадках. Повышение концентраций $C_{орг}$, как правило, не приводило к заметному росту содержания большинства элементов, за исключением V. Эта тенденция заметно отличает осадки юрского водоема от меловых и палеогеновых отложений, где сходный рост содержания $C_{орг}$ приводил к обогащению отложений многими элементами. Такое различие, очевидно, обусловлено разницей в качественном составе ОВ, в его типе.

Фактор крупного дельтового комплекса. На территории Восточного Кавказа на протяжении лейаса-аалена формировался крупный дельтовый и авандельтовый осадочный комплекс. Влияние крупной палеореки сказывалось как на структуре комплекса, так и на его геохимических характеристиках [4]. Гумидный климат обусловил благоприятные условия для образования в пределах наземной части дельты озерно-болотных систем, в которых шло торфонакопление. Из этих ландшафтов в водоем поступали большие массы свежего реакционноспособного ОВ, а также Fe в виде железо-органических соединений. Следы их миграции хорошо видны в обнажениях, в том числе в горизонтах косослоистых потоковых фаций. Вынос в морской водоем большого количества этих веществ был причиной возникновения одной из наиболее ярких особенностей отложений

авандельтового комплекса – аномально высокой интенсивности диагенетических процессов в его осадках, образования скоплений сидерита. В результате этого в Дагестане возникло нескольких рудных сидеритоносных толщ, мощность которых от нескольких десятков до первых сотен метров; по простирацию они прослеживаются на многие сотни метров – несколько километров [9]. Количество сидеритовых прослоев местами достигает 20% и более от мощности толщи.

Фактор влияния на осадконакопление крупной палеореки обусловил в лейасе–аалене геохимическую асимметрию Кавказского бассейна седиментации.

Геохимия отложений в связи с колебаниями уровня моря. Относительные колебания уровня моря (в том числе эвстатические) и связанные с ними трансгрессии и регрессии являлись мощным фактором, влиявшим как на структуру толщ, так и на их геохимию. Движения береговой линии влияли на мобилизацию, вынос в водоем и накопление в осадках химических элементов. Детально влияние фактора колебаний уровня моря на геохимические особенности отложений рассмотрено в [4, 5 и др.].

Фактор субаквальной гидротермальной деятельности. В отложениях циклаурской свиты содержится вулканогенный горизонт (подушечные лавы). Во вмещающих вулканиты глинистых сланцах наблюдается увеличение концентраций ряда элементов (Mn, Mo, Fe), что могло быть связано с субаквальными гидротермами. Однако их влияние было незначительным как по масштабам проявления, так и по спектру элементов, которыми обогащались осадки. Кроме того, ощущалось оно локально – вблизи от зон разгрузки. Предположение о гидротермально-осадочном генезисе в юрских толщах некоторых полиметаллических месторождений требует подтверждения дополнительными новыми данными.

Существовали также и другие относительно менее значимые по степени их воздействия на геохимию отложений факторы, такие как *сейсмичность*, вызывавшая во время землетрясений существенное усиление дегазации осадков и нарушавшая «нормальное» течение диагенетических процессов; *явление гомогенизации отложений* в горизонтах под песчаными пластинами, перемещавшимися под действием гравитационных сил по склону авандельты, что сопровождалось перемешиванием, перетирированием пород, а также некоторые другие.

Работа выполнена в соответствии с темой госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Богатырев Б.Л., Делицын И.С. Предтоарский латеритный профиль выветривания на плато Бечасын (Северный Кавказ) // Кора выветривания. Вып. 16. М.: Наука, 1978. С. 161–171.

2. *Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
3. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.
4. *Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа. М.: ГЕОС. 2005. 302 с.
5. *Гаврилов Ю.О.* К геохимии терригенных отложений в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря (нижняя и средняя юра, Северный Кавказ) // *Литология и полез. ископаемые*. 1992. № 2. С. 57–70.
6. *Гинзбург И.И., Яницкий А.* Древняя кора выветривания на Малкинском змеёвиком массиве на Северном Кавказе // *Кора выветривания*. Вып. 1. 1952. С. 7–22.
7. *Кондаков И.В., Коробейников Р.А.* Проявление бокситов на Северном Кавказе // *Литология и полез. ископаемые*. 1975. № 1. С. 124–127.
8. *Нуцубидзе К.Ш.* Нижнеюрская фауна Кавказа. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1966. 281 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. серия. Вып. 8)
9. *Тимофеева З.В.* Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана) // *Литология и полез. ископаемые*. 1963. № 1. С. 88–107.
10. *Холодов В.Н., Недумов Р.И.* О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1991. № 12. С. 74–82.
11. *Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.

**А.Р. Гептнер¹, Н.В. Горькова¹, Ю.И. Коновалов¹,
В.Б. Курносов¹, В.В. Михеев¹**

Вторичная калиевая минерализация в базальтах силлов, внедрившихся в глубоководные осадки Калифорнийского залива

Базальтовые силлы, вскрытые глубоководным бурением в осадочной толще Калифорнийского залива (скважины DSDP 477, 477А, 478, 481А [1]), представляют уникальную возможность изучить взаимодействие рас-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, heptner@mail.ru

плава с гемипелагическими осадками на примере плейстоценовых толщ во впадине Гуаймас Калифорнийского залива. Влияние комплекса базальтовых силлов на преобразование плейстоценовых осадков в литературе рассматривается на основе рентгеновского исследования тонкодисперсных минералов и общих соображений о влиянии базальтовых силлов на вмещающие породы [4, 3]. Преобразование базальтов, внедрившихся в молодые осадки, специально не исследовалось. В тонкодисперсной фракции, извлечённой из базальтовых силлов, было зафиксировано присутствие биотита. Для выяснения генезиса биотита в базальтах предпринято исследование петрографических шлифов на оптическом микроскопе, а полированных шлифов – на сканирующем электронном микроскопе с микрозондовой приставкой.

В толще осадочного покрова вскрыты многочисленные силлы, в основном небольшой мощности. В интервале разреза 170.55–196 м встречен комплекс чередующихся тонких силлов и осадков. Мощность силлов составляет 0.23 м и 0.29 м; 0.52 м, 0.45 м, 0.53 м и 1.18 м. Изученные образцы были отобраны из разных частей базальтовых силлов, из корки закала и из центральных частей лавовых тел, сложенных крупнокристаллическими базальтами/долеритами. В литературе рассматриваются самые общие вопросы формирования силлов, не касающиеся вопросов взаимоотношения базальтового расплава и рыхлого вмещающего осадка [2]. Имеющийся в нашем распоряжении каменный материал позволил вскрыть некоторые особенности строения силлов, формирующихся при внедрении базальтового расплава в толщу ещё не отвердевшего осадка.

В исследованном образце базальтового силла и во вмещающих осадках, развита интенсивная вторичная минерализация (глинистые минералы, кремнезём, кальцит), подчёркивающая микроразрывы и оперяющие трещины, располагающиеся тангенциально или под острым углом к границе базальт/осадок.

Граница базальта и осадка неровная. Характер контакта осадка с базальтовым силлом свидетельствуют о внедрении силла в рыхлый осадок и последующем его превращении в кварц-полевошпат-биотитовый алевролит с кремнистым цементом. Важно подчеркнуть, что литификация осадка, судя по характеру границы базальта и осадка, произошла после внедрения силла.

Внешняя часть зоны контакта базальта с осадком сложена слоем чёрного непрозрачного вещества переменной мощности (до 0.5–0.7 мм), в составе которого даже при максимально возможном увеличении оптического микроскопа не удастся различить кристаллические элементы. Вероятно, это закалочная часть расплава, переполненная рудными минералами (магнетитом, ильменитом). Внешняя граница неровная, с большим количеством выступающих, изгибающихся апофизов (выростов), имеющих

плавные очертания контура. Выросты корки закала проникают в осадок на 0.5–1.0 мм, «захватывая» отдельные или несколько компонентов алевроитового осадка. На участках наибольшей мощности зоны контакта, базальт содержит многочисленные полости округлой и линзовидной формы, а иногда прихотливо изогнутые или вытянутые трещины, ориентированные параллельно контакту. Эти полости содержат мелкие фрагменты чёрного вещества и заполнены выделениями вторичных минералов.

В осадочной породе вблизи зоны контакта с базальтом наблюдались разрозненные изометричные и каплевидные фрагменты чёрного вещества, по составу аналогичного тому, которое слагает апофизы на внешней зоне контакта базальта. Предполагается, что это оторвавшиеся порции жидкого расплава, которые мгновенно отвердели, попав в осадок.

В зоне закала базальта встречены многочисленные фрагменты кристаллов биотита. Внутри тела силла зона закала постепенно сменяется базальтом с вариолитовой текстурой и редко рассеянными фенокристами плагиоклаза. В пределах вариолитовой текстуры фрагменты обломочного биотита не обнаружены.

Отдельные вытянутые и крупные фрагменты биотита или их скопление отмечены в открытых разрывах зоны закала базальта. Многие обломки биотита с поверхности покрыты выделениями темно-зелёного смектита или погружены в поле выделений этого минерала. В открытых минерализованных трещинах наблюдались фрагменты биотита, частично замещенные смектитами.

Слоистые силикаты, расположенные в интерстициях крупнокристаллических базальтов, легко идентифицируются в оптическом и электронном микроскопах по текстурному рисунку. Микрозондовые исследования полированных шлифов базальтов на СЭМ показали неравномерный характер распределения оксида калия в составе вторичных глинистых минералов. Неравномерное содержание оксида калия в слоистых силикатах в разных точках одного и того же образца и даже в пределах одной интерстиции, установлено в ряде исследованных образцов. Появление оксида калия в составе глинистых минералов установлено в зоне замещения слоистыми силикатами пироксенов. В составе глинистых минералов, замещающих кристаллы оливина, встречены разности с оксидом калия и без него. Хочется обратить внимание на состав глинистых минералов (с оксидом калия и без него), развитых в трещинах крупных кристаллов плагиоклаза.

Широко развитые в базальтах смектиты, хлориты, кремнезём, кальцит – это свидетели гидротермальной деятельности, ярко проявившейся в трещиноватом и частично нарушенном каркасе базальтов. Захваченные расплавом вместе с осадочным материалом обломки биотита частично или полностью разрушались, замещаясь смектитами. Высвобождавшийся при этом из биотита калий мигрировал с гидротермальным потоком и во-

дил в структуру слоистых силикатов, формировавшихся в интерстиционном пространстве базальтов и в виде плёнок на поверхности кристаллов каркаса базальтов, а в некоторых случаях калий входил в состав слоистых силикатов разрушающегося пироксена.

Неравномерный характер распределения оксида калия в разных точках одного и того же образца и даже одной интерстиции, возможно, отражает разное время формирования комплекса глинистых минералов из гидротермальных растворов, отличавшихся составом захваченных химических элементов. В таблице приводятся результаты анализа состава глинистых минералов, заполняющих одну интерстицию в крупнокристаллическом базальте (табл. 1, рис. 1). Результаты микроанализа, полученные с естественного скола базальта, следует рассматривать только как полуколичественные, но, тем не менее, они указывают на то, что оксид калия в базальты силлов поступал из изменённых фрагментов биотита, присутствующего в большом количестве во вмещающих осадках. Следы замещения крупных обломков биотита смектитами определённо указывают на источник поступления оксида калия при формировании глинистых образований. При изменении базальтов силлов следует допустить формирование глинистых минералов из растворов, о чем определённо свидетельствует выделение слоистых силикатов в жилках, пересекающих основную массу базальтов и крупные кристаллы плагиоклазов. Наличие оксида калия в некоторых глинистых образованиях гидротермально изменённых базальтов указывает на миграцию в базальтах по трещинам термальных растворов разного состава.

Таблица 1

**Химический состав глинистых минералов,
заполняющих интерстицию в базальте**

Окси- ды	Точки микроанализа										
	38	39	40	41	42	44	45	46	47	48	49
Na ₂ O	3.68	3.87	3.87	3.92	2.94	2.54	3.83	0.66	4.40	3.85	4.28
MgO	4.38	2.84	5.40	5.50	5.72	15.04	1.37	8.10	0.63	4.37	0.30
Al ₂ O ₃	19.07	19.57	20.04	14.20	15.03	7.67	23.24	10.61	19.80	13.10	24.63
SiO ₂	55.79	55.03	55.76	44.96	47.18	51.43	56.75	44.66	57.97	55.44	59.22
K ₂ O	1.89	1.92	0.96	5.79	5.13	0.67	0.63	4.97	–	–	0.47
CaO	9.23	8.55	7.40	3.06	4.68	4.76	10.20	5.55	12.50	12.77	8.88
TiO ₂	0.86	1.01	–	1.97	0.92	–	0.91	2.00	0.62	2.23	0.44
FeO	5.10	7.22	5.74	20.19	18.00	17.70	3.07	23.12	3.87	7.76	1.79
Сум- ма	100	100.01	99.17	99.59	99.60	99.81	100	99.67	99.79	99.52	100.01

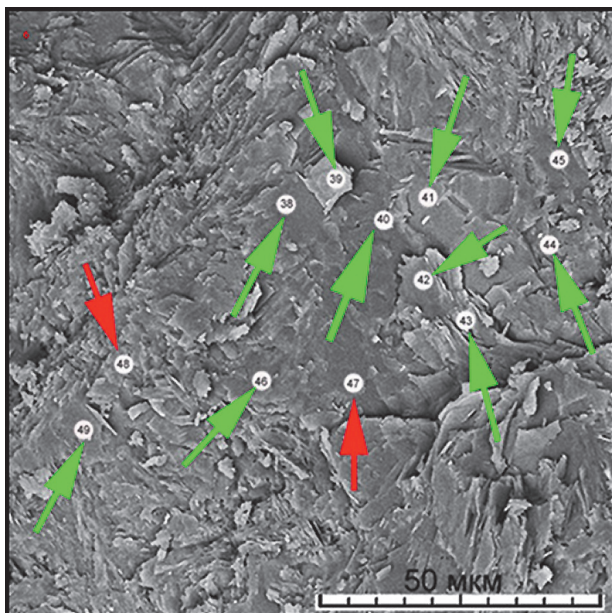


Рис. 1. Распределение глинистых минералов с разным содержанием калия в интерстиции крупнокристаллического базальта. Цифры на фото – точки микроанализа, зеленые стрелки – глинистое вещество с калием, красные – без калия, результаты микроанализа. Примечание: фотография природного скола на СЭМ, обр. 2832

Исследование финансировалось в рамках темы госзадания № 0135-2019-0053, «Изменение вещественного состава верхней океанической коры и рудогенез в условиях тектономагматической и гидротермальной активности в приконтинентальных участках океанских рифтов (Тихий океан)».

Литература

1. *Curry J.R., Moore D.G., Aguayo J.E. et al.* Init. Repts. DSDP. 1982. V. 64. Part 1. 507 p.
2. *Einsele G.* Mechanism of sill intrusion into soft sediment and expulsion of pore water // Init. Repts. DSDP. V. 64. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982. P. 1169–1178.
3. *Kastner M.* Evidence for two distinct hydrothermal systems in the Guaymas Basin // Init. Repts. DSDP. V. 64. Pt. 2. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1982P. 1143–1158.

О.В. Голованова¹

К вопросу о формировании кремнистых глин абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу)

Время позднего мела и палеогена характеризовалось эпизодическим накоплением обогащенных разнородным кремнистым веществом осадочных толщ [1, 6, 9, 11]. Изучаемая нами абазинская свита была сформирована в раннем эоцене (Зоны NP9с – 10с, CP8b, CNE2) [10], ее распространение имеет ограниченный характер, в пределах Центрального и Западного Предкавказья [4]. В настоящее время продолжают оставаться дискуссионными многие вопросы установления источников кремнезема, условий осадконакопления, механизмов формирования кремневого вещества. В качестве возможных источников кремнезема, как правило, рассматриваются биогенный и/или вулканогенный материал, а также совокупность форм растворенного кремнезема наддонных и поровых вод бассейна седиментации. За поступление Si в бассейн может отвечать и поверхностный сток с суши, и/или привнос обогащенного кремнием, и/или питательными для микро и наннопланктона элементами вещества из океана, и/или вулканическая деятельность (пепел).

Мы стремимся к установлению признаков, наиболее определенно указывающих на источники вещества, обстановки осадконакопления и механизмы седиментогенеза и диагенетических трансформаций. Для этого мы используем совокупность литолого-геохимических данных, полевые и лабораторные методы [2, 3].

Разрез абазинской свиты (район р. Хеу) представлен двумя пачками зеленовато- и голубовато-серых опоковидных глин общей мощностью 20 м. Нижняя пачка характеризуется минимальным содержанием карбонатного материала (менее 5% CaCO₃), за счет малочисленности микро и наннопланктона. В верхах верхней пачки карбонатность возрастает (до 30–40%). Глины представлены чередованием слоев различной плотности

¹ ФГБУН Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, golovanova2000@mail.ru

мощностью до 0.5 м. Многочисленны и разнообразны по морфологии и особенностям залегания конкреции, следы жизнедеятельности организмов. Распределение их неравномерно. Структура глинистого вещества, по данным оптической микроскопии, отражает седиментацию чешуйчатых частиц слой за слоем, часто нарушаемую умеренной биотурбацией. Упаковка чешуек разная – более плотная и менее плотная, что проявляется в чередовании более прочных и менее прочных слоев геологического разреза свиты. По минералогическому составу (данные дифрактометрии) – это смешанослойный иллит-сметтит, редко хлорит.

В породе содержится до 15% остатков раковинок радиолярий (данные оптической микроскопии). Диатомовые уверенно не определяются. Общее содержание раковинок фораминифер, диноцист (в том числе кальцитовых) и прочих – до 2%.

Мы установили в изучаемых глинах полный ряд структурных форм кремнезема, от аморфного опала, структурно-неупорядоченного, до микрористаллического кварца. Были использованы методы рентгеноструктурного анализа, оптической и электронной микроскопии (СЭМ с микрозондом). Аморфный опал сохранился в ажурных сетчатых остатках скелетов радиолярий. Глобулярный опал СТ, представленный леписферами кристобалита, ассоциируется с хорошо сформированными таблитчатыми кристаллами цеолита (группа клиноптилолит–гейландит, $Ca > Na+K$, $Si/Al = 5-8$). Ассоциация сосредоточена внутри и вблизи внешнего контура раковин радиолярий и выполняет пространства пустот. Халцедон веерообразного погасания и мелкокристаллический кварц встречаются относительно редко и выполняют крупные пустоты (до 0.1 мм). Микрогранобластовый халцедон надежно определяется в кремнистых конкрециях. Распределение этих форм весьма неравномерно.

Следует особо отметить наличие в породе большого количества бактериальных пленок и микросферул размером до 50 м (данные СЭМ с микрозондом). Они в различной степени замещены кремнеземом и состоят из C, Si, O. По распространению они часто ассоциируются с проявлениями кристобалит-клиноптилолитовой минерализации. Сферолитоподобная структура кристобалита дает основание предполагать формирование за счет гелеобразного вещества. В нашем случае в формировании геля, вероятнее всего, принимали активное участие и бактериальные сообщества [7].

Мы констатируем парагенезис глинисто-цеолитового и кремнистого вещества. Их разделение только намечается, проявляясь в формировании конкреций, халцедона и кварца, выполняющих микропустоты.

Пирокластический материал в явной форме в породах не обнаружен, хотя в изучаемом разрезе выше и ниже абазинской свиты наблюдаются бентонитовые прослои. Известно, что уровни с прослоями пепла часто

сопоставляют с эпизодами кремненакопления [9]. Относительно возможности наличия «камуфлированной» пирокластики по нашим данным заключение будет, скорее, отрицательным. Кислотно-основные условия среды определяют весьма медленное растворение радиоларий (в скелетах сохраняется опал-А) и образованию цеолитов, что вряд ли указывает на резко щелочные рН. В условиях рН 7–8 частицы стекла не могли полностью раствориться и, с помощью микроскопии, были бы обнаружены [8]. К тому же, общее количество кремнезема в абазинской свите хотя и достаточно для кремненакопления, проявленного в виде установленных форм, но невысоко (около 15–20%). Чаще всего при наличии пирокластики количество кремнезема в породах существенно выше. Опки с наиболее высоким содержанием глобулярного опала СТ, являющиеся продуктами диагенетического преобразования «камуфлированной» пирокластики, распространявшейся шлейфами, описаны на юго-востоке ВЕП [5].

Полученные нами данные позволяют сделать следующие заключения об условиях формирования абазинской свиты. Осадконакопление происходило в открытом бассейне нормальной солености, в условиях весьма спокойной гидродинамики. В пользу развития аноксии убедительных данных не получено. Условия диагенеза могут быть охарактеризованы как слабо восстановительные.

Вследствие существенных и часто резких колебаний уровня моря специфика обстановок формирования в различных частях эпиконтинентальных бассейнов во многом определялась геоморфологическим фактором. А.Г. Коссовская разделяет фации океанических осадков и собственно осадочные толщи (ВЕП и Западной Европы) без видимых проявлений вулканической деятельности [6]. Отложения абазинской свиты занимают промежуточное положение. Своеобразием обстановок окраинных бассейнов Северного Перитетиса является то, что одни из них, по А.Г. Коссовской собственно осадочные, отличались площадным кремненакоплением (Русское море, Западно-Сибирское море), а другие, как изучаемая нами абазинская свита Центрального Предкавказья – ограниченным.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И. и др.* Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 78–103.

2. *Голованова О.В.* Литолого-геохимическая специфика и особенности кремненакопления абазинской свиты (разрез р. Хейу) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Тез. докл. IX Всеросс. литол. сов. Казань, 2019. С. 104–105.

3. Голованова О.В. Характер и обстановки обогащения кремнистым веществом отложений нижнего эоцена Центрального Предкавказья (разрез р. Хеу) // Тез. докл. XXIII Международной Научной конференции (школы) по морской геологии. Москва, 2019. Т. I. С. 55–59.

4. Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. Геологический сборник. 1960. Вып. 4. 190 с. (Гр. Краснодарского филиала ВНИИ)

5. Зорина С.О., Афанасьева Н.И. «Камуфлированная» пирокластика в верхнемеловых–миоценовых толщах Юго-востока Русской плиты // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 4 С. 443–445.

6. Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

7. Наймарк Е.Б., Ероцев-Шак В.А., Чижикова Н.П. и др. Взаимодействие глинистых минералов с микроорганизмами: обзор экспериментальных данных // Журнал общей биологии. 2009. Т. 70. № 2. С. 155–167.

8. Петрова В.В. Значение природного кремнезема для формирования месторождений цеолитового сырья // Кварц–Кремнезем. Тез. докл. Междунар. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 126–127.

9. Радионова Э.П., Хохлова И.Е. Эпизоды биогенного кремнезема в палеогене Северного Кавказа и прилегающих районов Тетической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 5. С. 161–169.

10. Shcherbinina E., Iakovleva A., Gavrillov Yu. et al. Lower Eocene sedimentary succession and microfossil biostratigraphy in the central northern Caucasus basin // Geol. Acta. 2020. V. 18(I–XVIII). P. 1–15.

11. Jurkowska A., Swierczewska-Gladysz E. New model of Si balance in the Late Cretaceous epicontinental European Basin // Glob. Planet. Change. 2020. V. 186. A.ID 103108.

Е.Н. Горожанина¹, В.М. Горожанин¹

Состав и строение нижнепермских комплексов Южного Урала и Приуралья

В работах И.В. Хворовой много внимания уделено литологии нижнепермских отложений Южного Урала и Приуралья [5, 6, 7]. Особенностью этих отложений является их различный фациальный состав. Среди нижнепермских отложений выделяются платформенные карбонатные,

¹ Институт геологии, ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия

глубоководные батиальные и флишевые толщи, которые сменяют друг друга с запада на восток вкрест простирания Предуральского прогиба [3, 9]. Органогенно-обломочные (биогермно-рифовые) карбонатные породы были описаны И.В. Хворовой в Ишимбайском Приуралье на горах-шиханах Тратау, Шахтау, Куштау. Батиальные фации того же возраста описаны в разрезах скважин Кинзепулатовской площади в Предуральском прогибе [4, 6, 7]. Карбонатные массивы гор-одинок образуют единый тектонический блок (Шиханскую седловину), приподнятый над погруженными частями борта Предуральского прогиба к югу и к северу от него. Они сложены светлыми биогермными известняками с многочисленными фаунистическими остатками: мшанками, брахиоподами, известковыми губками, наутилоидеями, водорослями. В ассельской части разреза распространены тубифитовые известняки, которые сложены обволакивающими организмами бактериальной природы, представленными мелкими белыми вермишелеобразными трубочками. В Оренбургской части Предуральского прогиба аналогичные раннепермские отложения рифового типа вскрыты скважинами на Нагумановской и Вершиновской площадях (рис. 1, а, б). Нижнепермские батиальные или депрессионные отложения также вскрыты скважинами на Нагумановской площади и на Акобинской площади [1]. Они представлены фациями криноидных известняков с характерными остатками оранжевого цвета – тасманитесами, и фациями радиоляриевых известняков (рис. 1, в, г).

Наиболее известная работа И.В. Хворовой [8] посвящена флишевой и нижнемолассовой формациям Южного Урала. Здесь ритмично-слоистые карбонатно-терригенные отложения карбона – нижней перми, смяты в узкие линейные складки меридионального простирания. Восточная граница зоны линейной складчатости проходит по границе выходов зилаирской серии верхнего девона, западная граница маркируется контактом флишевых отложений аргинского яруса нижней перми с кунгурскими глинисто-ангидритовыми осадками. Отложения подразделены на свиты и горизонты. Их особенностью является смешанный терригенно-карбонатный состав. В обломках присутствует как терригенный кластический материал с восточных зон Урала, так и карбонатные обломки с запада – с платформы (рис. 1, д, е). Согласно И.В. Хворовой, флишевые песчаники представляют собой отложения суспензионных потоков, сносивших материал с мелководья в глубоководную зону [8]. Детальное изучение цикличности раннепермских флишевых отложений показало [2], что они отлагались под действием гравитационных потоков (турбидных, зерновых и др.) и представляют собой отложения шлейфа глубоководных конусов выноса [2].

Выводы, сделанные И.В. Хворовой относительно генезиса этих толщ, актуальны и на сегодняшний день. В качестве небольшого дополнения следует отметить находку крупного ствола дерева, сделанную нами во фли-

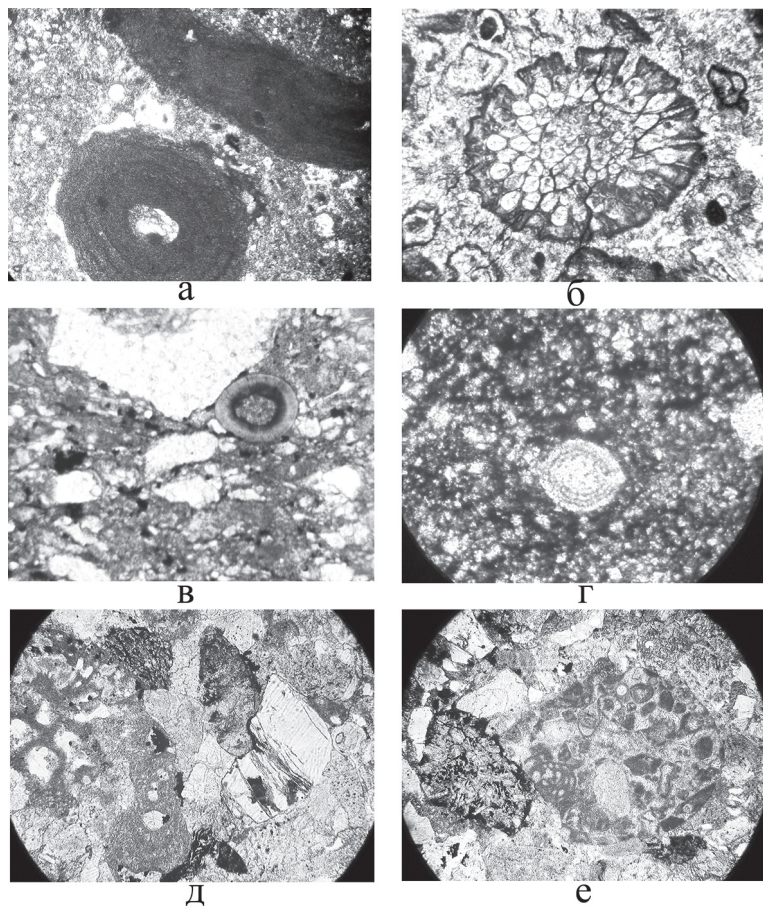


Рис. 1. Микрофотографии шлифов (без анализатора, длина снимков 2.5 мм) различных лито-фациальных типов нижнепермских пород Южного Приуралья: а – биогермный известняк с тубифитами (пакстоун), ассельский ярус, скв. Нагумановская 6, гл. 4795 м, обр. 46; б – биогермный известняк с мшанками (баундстоун), артинский ярус, скв. Вершиновская 501, гл. 4902 м, обр. 74; в – криноидный известняк (вакстоун) с тасманитесами (круглое слева от криноидеи), батальная фация, ассельский ярус, скв. Нагумановская 2, гл. 4870 м, обр. 94; г – доломитизированный известняк с радиоляриями (вакстоун), батальная фация, скв. Акобинская 171, гл. 5148 м, обр. 5; д – полимиктовый известковистый песчаник с карбонатными обломками (биокластами) и терригенной примесью, ассельский ярус, сюреньская свита, обнажение вдоль дороги Тазларово-Кугарчи, обр. 1-44; е – полимиктовый известковистый песчаник с обломками мелководных известняков и терригенной примесью, сакмарский ярус, кондуровская свита, там же, обр. 1-52

шевой толще, налегающей на зианчуринский глыбовый горизонт (рис. 2). Место находки расположено на правом берегу р. Бол. Сюрень, в 1 км к востоку от д. Бикбау Зианчуринского района РБ и было описано ранее как углепроявление [5]. Ствол длиной свыше 6 м, залегающий согласно напластованию пород, и обломки веток «распилены» кливажом на отдельные фрагменты. Бывшая древесина частично углефицирована и почти нацело замещена кремнеземом, поэтому определение видового состава затруднительно. Предположительно, остатки дерева относятся к группе кордаитов, широко распространенных в каменноугольно-пермское время. В разрезе также присутствуют известковые конкреции с доломитовой коркой, в центре некоторых из них находятся раковины гониатитов. В.Н. Пазухиным в этих конкрециях была определена фауна конодонтов верхнего карбона – асселя. Присутствие крупных растительных остатков (ствола кордаита) в глубоководных флишевых толщах ранее не отмечалось.

Среди карбонатно-терригенных флишевых отложений присутствует карбонатная толща мощностью около 400 м, сложенная преимущественно пелитоморфными известняками с прослоями известняковых песчаников и алевролитов. Толща включает курмаинскую, карамурунскую и сарабилскую свиты. Внутри этой толщи проходит стратиграфическая граница



Рис. 2. Ствол окаменелого дерева, залегающий во флишевой толще верхнего карбона – нижней перми на правом берегу реки Бол. Сюрень, в 1 км к востоку от д. Бикбау. Фото В.М. Горожанина

между сакмарским и ассельским ярусами. Эти отложения являются возрастным аналогом отложений рифовой полосы Предуральского прогиба. Стратотип границы находится на р. Сакмаре около д. Кондуровка, он описан в работах Д.М. Раузер-Черноусовой, Б.И. Чувашова и др. Внутри толщи имеются два прослоя характерных известняковых плоскообломочных гравелитов с удлинёнными гальками темно-серых пелитоморфных окремнённых известняков и с мелкими конкрециями кремнезема. И.В. Хворова выделяет эти гравелиты под названием курмаинской брекчии. Они образовались под действием землетрясений и представляют собой штормовые отложения. Глубина курмаинского моря составляла около 250 м. В типовом разрезе по р. Сакмаре на г. Нос в этом горизонте нами обнаружены подводно-оползневые складки, подтверждающие нестабильные условия формирования этих специфических пород.

Горизонт мелкообломочных конгломератов и гравелитов курмаинской свиты является хорошим геологическим маркером и прослеживается севера на юг от р. Сурень до р. Алимбет. Он образует скальные выходы, в которых залегает субвертикально, местами с обратным падением. Эти структуры отражают строение фронтальной зоны перехода от пояса линейной складчатости к Предуральскому прогибу [10].

Работа выполнена в рамках госзаданий по темам № 0246-2019-0118, № 0252-2017-0016 ИГ УФИЦ РАН.

Литература

1. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Ефимов А.Г. и др.* Геологическое строение западной части Предуральского прогиба на территории Оренбургской области и структурная позиция нефтегазоносных комплексов // Геол. сборник № 8. Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2009. С. 221–226.
2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.
3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. *Раузер-Черноусова Д.М.* Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья (На основе изучения фузулинид). М.: АН СССР, 1950. 109 с. (Труды ИГН. Вып. 19).
5. *Сенченко Г.С., Фаттахутдинов С.Г.* Углепроявления в верхнем карбоне западного борта Зилаирского синклинория // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 6. Уфа: БФАН СССР, 1961. С. 85–88.
6. *Хворова И.В.* Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралья // Докл. АН СССР. 1947. Т. 57. № 9. С. 939–941.

7. *Хворова И.В.* Каменноугольно-артинские отложения Шиханской зоны Башкирского Приуралья. Реф. работ учрежд. Отд. биол. наук АН за 1941–1943 гг. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1945.

8. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: АН СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 37)

9. *Чувашиов Б.И.* Динамика развития Предуральяского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.

10. *Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A. et al.* The structure of the south Urals foreland thrust and fold belt at the transition to the Precaspian Basin // J. Geol. Soc. V. 161. 2004. P. 1–10.

Д.В. Гражданкин¹, В.И. Рогов¹

История развития верхневендского моря северо-востока Сибирской платформы

Лаборатория палеонтологии и стратиграфии докембрия Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН продолжает традиции отечественной палеоэкологии – изучение истории развития морской биоты на протяжении длительного отрезка геологического времени в связи с конкретными условиями ее существования и особенностями геологической истории бассейна, в котором она развивалась. В своих исследованиях мы придерживаемся методической основы, разработанной Ириной Васильевной Хворовой на примере средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. Верхневендский осадочный бассейн хатыспытской свиты, расположенный на северо-востоке Сибирской платформы – исключительный по своей информативности геологический объект, благодаря изучению которого удалось выявить прежде неизвестные закономерности эволюции Мирового океана, шельфовых осадочных систем и морской биоты, определивших современный облик системы Земли. Если бы не осадочный бассейн хатыспытской свиты, мы вряд ли бы сейчас знали, что (1) насыщение океана кислородом в эдиакарии было далеко не последовательным и прерывалось крупномасштабными аноксическими событиями; (2) мягкотелые организмы эдиакария были адаптированы к обитанию в бескислородных условиях; (3) древнейшие

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

ихнотекстуры (признаки биоперемешивания осадка), вопреки ожиданиям, имеют позднеэдиакарский возраст, указывают на активный поиск роющими организмами пищи и приурочены к дистальным обстановкам карбонатного шельфа, где кардинальным образом изменили облик протерозойских отложений.

В истории развития хатыспытского осадочного бассейна выделяется три стадии. На первой стадии в осадочном бассейне функционировал трансгрессивный латеральный фациальный ряд (мощность достигает 67.7 м), ограниченный снизу поверхностью максимальной регрессии, а сверху – поверхностью максимального морского затопления, который образовался на фоне продолжающегося подъема уровня моря, причем скорость седиментации не поспевала за темпами формирования осадочного пространства. В основании латерального фациального ряда залегают обломочные известняки, выполняющие пологие эрозионные врезы, чередующиеся с грубо- и тонкослоистыми известняками, с несогласиями и многократно налегающими отложениями гравитационных потоков. Размер обломков достигает 8–10 см, обломки не окатаны и без признаков сортировки. В мощных пакетах обломочных известняков широко распространены текстуры подводно-оползневых деформаций в виде подушко-видных, рулетовидных и каплевидных тел. Верхняя часть трансгрессивного латерального фациального ряда сложена толщей переслаивающихся черных битуминозных известняков и аргиллитов с прослоями и пачками тонкослоистых битуминозных известняков, редкими пластами грубослоистых известняков и представляет собой относительно глубоководные отложения мутьевых потоков известкового ила. В пользу такого предположения свидетельствуют тонкая градационная слоистость (выражается в уменьшении степени кристалличности внутри слоев известняков) без признаков волнового воздействия и одинаковое простирание (332–337°) отпечатков стеблевидных органов мягкотелых организмов, которые захоранивались вдоль преобладающего направления палеотечений.

Трансгрессивный латеральный фациальный ряд сменяется регрессивным, который сложен преимущественно тонкослоистыми битуминозными известняками и пластами грубослоистых серых известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Кроме того, вверх по разрезу также увеличивается мощность пластов грубослоистых известняков, появляются признаки усиления гидродинамической и эрозионной активности среды (следы размыва струями течений, слепки промоин), а роль тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов постепенно сокращается. В юго-западных, восточных и южных разрезах преобладают грубослоистые известняки и доломитолиты, отвечающие проксимальным обстановкам карбонатного рампа, и предположить, что направление проградации осадочной системы и снос обломочного материала происходили

в северо-западном направлении. Этот тренд совпадает с простираением отпечатков стеблевидных органов мягкотелых организмов. Латеральный фациальный ряд ограничен снизу поверхностью морского затопления, а сверху – поверхностью максимальной регрессии. Мощность отложений, соответствующих фациальному ряду, достигает 100.18 м

В ряде разрезов хатыспытская свита завершается обломочными известняками, чередующимися с интервалами тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов, пачками тонкослоистых известняков, пластами микробиалитовых и строматолитовых известняков. Обломочные известняки местами слагают тела подушко-, рулето- и каплевидной формы. Интервалы тонкопереслаивающихся известняков и аргиллитов осложнены дисгармоничными складками, ограничены поверхностями срыва и, по всей видимости, представляют собой олистостромы, образовавшиеся в результате подводно-оползневых деформаций. Мощность отложений фациального ряда не выдержана по простираению (может достигать 29 м), локальные депоцентры осадконакопления отличаются микрофациальными характеристиками отложений, характеризуются выраженной фациальной изменчивостью по латерали, что позволяет нам предполагать диахронный характер осадконакопления. Диахронность может быть обусловлена различиями в скорости седиментации и дифференцированными темпами образования осадкоемкого пространства в изучаемой части палеобассейна (Schultz et al., 2020). В целом осадочная система имеет ретроградационный характер, ограничена снизу поверхностью максимальной регрессии, сверху – поверхностью морского затопления (в основании туркутской свиты), и интерпретируется нами как трансгрессивный латеральный фациальный ряд.

Результаты изучения хатыспытского осадочного бассейна северо-востока Сибирской платформы позволяют иначе подойти к интерпретации условий и обстановок осадконакопления верхнего эдиакария микроконтинентов Авалонии – групп Conception (формации Drook, Briscal и Mistaken Point) и St. John's (формации Trepassey и Fermeuse) о. Ньюфаундленд, а также групп Blackbrook (формация Ives Head) и Maplewell (формации Beacon Hill и Bradgate) Англии. Эти отложения получили широкую известность благодаря содержащимся в них ископаемым остаткам авалонской мягкотелой биоты – древнейшей в эдиакарии совокупности мягкотелых рангеоморфных и арбореоморфных организмов, которые обитали в относительно глубоководных обстановках. Если принимать во внимание имеющиеся реконструкции обстановок осадконакопления фоссилиеносных отложений и допустить, что организмы захоронены в обстановках обитания, то, даже при самых осторожных оценках, обстановки осадконакопления формаций Drook и Briscal реконструируются как глубоководный флишевый конус на дне океанической котловины, а вы-

шележащих формаций Mistaken Point и Trepassey – как континентальное подножие, находившееся под влиянием контурных течений. До недавнего времени было известно два местонахождения ископаемых остатков авалонской биоты: на острове Ньюфаундленд и в Великобритании, что позволяло рассматривать эту биоту как эндемичную для микроконтинентов Авалонии. Открытие авалонской ископаемой биоты в хатыспытской свите Сибирской платформы свидетельствует о том, что появление глубоководных сообществ в венде было событием глобального масштаба, и рангеоморфные и арбореоморфные организмы, ископаемые остатки которых обнаружены на о. Ньюфаундленд и в Англии, формировали сообщества, аналогичные по таксономическому составу и структуре сообществам более мелководных низкоэнергетических обстановок внутреннего шельфа в пределах фотической зоны и проникновения штормов. Действительно, сообщества мягкотелых организмов, представленные в хатыспытской свите на Оленекском поднятии, по своему таксономическому составу и характеру площадного распространения особей напоминают одну из разновидностей сообщества, установленную на о. Ньюфаундленд. В обоих случаях в составе сообществ преобладают арбореоморфы, в то время как рангеоморфы отличаются низким разнообразием, а распределение особей имеет групповой характер. Следовательно, либо диапазон глубин обитания авалонской биоты охватывал широкую область от сравнительно мелководного внутреннего шельфа до континентального подножия, что представляется маловероятным, либо обстановки осадконакопления на микроконтиненте Авалония имеют конвергентное сходство с глубоководными.

В основу представлений о глубоководном характере обстановок осадконакопления группы Conception положены седиментологические особенности отложений: преобладание в осадочной последовательности турбидитов, присутствие отложений обломочных потоков и отсутствие каких-либо признаков переработки осадка волнами. Обращает на себя внимание, что аналогичные признаки характеризуют хатыспытскую свиту, которая, очевидно, сформировалась в пределах шельфа, при этом широко распространенные в хатыспытской свите ископаемые остатки макроводорослей помещают обстановки осадконакопления в фотическую зону. Таким образом, если бы не осадочный бассейн хатыспытской свиты, мы вряд ли бы сейчас стали подвергать сомнению глубоководный характер обстановок обитания авалонской биоты. Обстановки осадконакопления хатыспытской свиты реконструируются нами как некомпенсированный интракратонный рифтовый бассейн, сформировавшийся в пределах карбонатного шельфа. Именно некомпенсированное осадконакопление обусловило конвергентное сходство хатыспытской свиты с глубоководными отложениями.

М.Ю. Гущина¹, А.В. Моисеев¹, М.И. Тучкова¹

Сравнительный анализ туфопесчаников алганской и перекатнинской свит (Усть-Бельские горы, Корьякское нагорье)

Территория Усть-Бельских гор относится к северо-западной части Корьякско-Камчатской складчатой области, которая является примером континентальных окраин аккреционного типа, образованных при последовательном присоединении к континенту разнообразных террейнов [10].

Для района работ характерно покровно-чешуйчатое строение [1]. В основе исследований – результаты полевых работ сотрудников ГИН РАН на территории Усть-Бельских гор в 2007, 2011, 2012 и 2016 гг., направленных на выяснение обстановок формирования отложений различных тектонических элементов региона. Одним из таких элементов является Алганский террейн. На его территории распространены титон-валанжинские вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения алганской свиты, формировавшиеся в окраинно-морских условиях [11] к юго-востоку от существовавшей в то время позднеюрской-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, развивавшейся вдоль границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики [3, 5, 6, 9]. Выше несогласно залегают туфотерригенные породы перекатнинской свиты позднего альба – турона, которые рассматриваются как отложения мелкого моря, формировавшиеся во фронтальной части Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [2, 11]. Породы плохо обнажены, датированы по единичным находкам фауны. В этой связи, возникла необходимость выявить литологические особенности каждой свиты, так как при макроскопических наблюдениях в полевых условиях породы алганской и перекатнинской свит похожи.

В работе представлены результаты петрографических исследований минерального и гранулометрического составов туфопесчаников алганской и перекатнинской свит.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия dybree@yandex.ru, moartem@yandex.ru, tuchkova@ginras.ru

Туфотерригенные отложения составляют значительную часть обеих свит. Чаще всего они представлены невыдержанным по мощности переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, редко гравелитов и конгломератов. Туфопесчаники обеих свит массивные, плотные, представлены серо-зелеными, темно-серыми и светло-серыми разновидностями, тонко-мелко-среднезернистые, плохо сортированные, плохо окатанные.

Алганская свита. По петрографическому составу туфопесчаники алганской свиты, согласно классификации А.Г. Коссовской [4], относятся к семейству граувакк, в которых по различиям в минеральном составе выделено 2 литотипа.

1. Для первого характерно низкое содержание кварца; преобладание среди обломков пород вулканитов основного и среднего состава. Обломки пород основного состава часто представлены фрагментами спилитов – как слабо литифицированными, так и окатанными. Редко встречаются обломки раковин двустворчатых моллюсков и фораминифер. Первичный цемент вулканогенно-глинистый (5–10%). Для некоторых образцов характерно присутствие вторичного карбоната, развивающегося по цементу (до 7%) и полевым пшатам.

2. Для второго литотипа характерно повышенное, относительно первого, содержание кварца; преобладание среди обломков пород вулканитов среднего и кислого состава; присутствие обломков гранитоидов и крупных окатышей туфоалевролитов, туфоаргиллитов, часто кливажированных и вытянутых в одном направлении. Цемент серицитовый или глинистый (7–12%).

По данным гранулометрического анализа, размер зерен в туфопесчаниках первого литотипа крупнее и зерна лучше сортированы, чем во втором. По способу переноса осадка, по Р. Пассега [7], первый литотип отнесен к отложениям течений с высокими скоростями, а породы второго литотипа, в основном, к отложениям течений со средними скоростями. Для второго литотипа установлено уменьшение средних размеров зерен и, соответственно, скоростей потоков, формировавших отложения, с севера на юг, что позволяет предположить положение источника в северной части региона.

Перекактинская свита. По петрографическому составу туфопесчаники перекактинской свиты, по классификации А.Г. Коссовской [4], также относятся к семейству граувакк. Среди обломков пород преобладают обломки вулканитов среднего и кислого составов. Наблюдается повышенное содержание обломков гранитоидов. Часто встречаются крупные окатыши туфоалевролитов, туфоаргиллитов, часто кливажированных и вытянутых в одном направлении. Цемент глинистый или серицитовый (10%).

Увеличение доли обломков, уменьшение доли кварца и полевых шпатов, общее укрупнение зерен и увеличение скоростей потоков, формировавших отложения, происходит с юго-востока на северо-запад, что позволяет предположить направление миграции материала от источника, который находился в северо-западной части региона.

Туфопесчаники обеих свит по соотношению коэффициентов отсортированности и асимметрии, по классификации К. Bjørlykke [12], являются отложениями мутьевых потоков. По соотношению коэффициентов асимметрии и эксцесса, по классификации Г.Ф. Рожкова [8], все туфопесчаники соответствуют отложениям сильных речных или вдольбереговых течений, т.е. речным и прибрежно-морским фациям. Но деятельность мутьевых потоков предполагает относительно крутой подводный склон, что исключает образование пород в континентальных условиях. Однако, отложения вдольбереговых течений в прибрежно-морских обстановках представлены хорошо сортированным материалом. Тогда как все изученные туфопесчаники плохо сортированы, что противоречит формированию отложений в таких обстановках. Условия осадконакопления на рассматриваемой территории, видимо, соответствовали умеренно глубоководной обстановке, на сравнительно небольшом удалении от берега, где реки (их дельты) обеспечивали поставку обломочного материала.

Результаты исследования туфопесчаников алганской и перекатнинской свит позволяют предположить, что второй литотип алганской свиты следует относить к перекатнинской свите на основании большого сходства гранулометрического и вещественного состава.

В результате обобщения полученных данных сделаны следующие выводы:

Накопление туфопесчаников алганской свиты происходило синхронно с вулканизмом, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала основного и среднего состава. Отложения накапливались в умеренно глубоководных морских условиях, высокоскоростными мутьевыми потоками в умеренно глубоководной обстановке, на сравнительно небольшом удалении от берега, где дельты рек поставляли обломочный материал. Источником сноса вероятно, была Удско-Мургальская дуга, существовавшая в то время.

Накопление отложений перекатнинской свиты (а также второго литотипа алганской свиты) происходило синхронно с вулканизмом кислого и среднего состава. Вместе с вулканитами в бассейн поступали фрагменты фундамента вулканической постройки, представленные гранитоидами, и продукты размыва терригенных комплексов. Отложения накапливались в умеренно глубоководных морских условиях под действием высокоскоростных мутьевых потоков, на относительно небольшом расстоянии от побережья вблизи дельт или проделът, где реки (их дельты) поставляли

обломочный материал. Источники сноса находились на северо-западе региона. Наиболее вероятно, это была вулканическая система Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Проведенные исследования демонстрируют важность и актуальность и в наши дни комплексного литологического исследования осадочных пород, а также решают проблему разграничения разновозрастных пород алганской и перекатнинской свит.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90126. Подготовка проб проведена за счет средств гранта РФФИ мол_а_вед № 18-35-20037. Базовое финансирование сотрудников за счет субсидий по теме № 0135-2019-0078 государственного задания ГИН РАН.

Литература

1. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. *Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
4. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 235 с.
5. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
6. *Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. № 1. 1993. С. 68–78.
7. *Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.
8. *Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С.* Результаты систематизации дробных ситовых анализов. Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 110–117.
9. *Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
10. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. № 6. 2010. С. 60–78.
11. *Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. № 6. 1996. С. 68–80.
12. *Bjorlykke K.* Sedimentology and Petroleum Geology. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag, 1989. 363 p.

**Особенности состава, строения и обоснование возраста
позднедокембрийских вулканогенно-осадочных серий
Карсакпайского синклиория (Южная часть
Улутауского массива, Центральный Казахстан)**

Докембрийские стратифицированные образования, сложенные дифференцированными и контрастными вулканогенными и вулканогенно-осадочными сериями, являются характерными элементами строения фанерозойских складчатых поясов. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса подобные комплексы широко распространены в его центральной и северо-восточной частях, где их формирование связано с эволюцией различных сегментов палеоокеанического бассейна в раннем неопротерозое (~1.0–0.72 млрд лет) и развитием рифтогенных процессов в позднем неопротерозое (~0.72–0.59 млрд лет) [8].

В западной части пояса позднедокембрийские образования представлены мезо-неопротерозойскими зрелыми терригенными последовательностями, кислыми вулканогенно-осадочными толщами и гранитоидами, формировавшимися с конца мезо- до середины неопротерозоя [9]. Результаты изучения геохимического и изотопного состава позднедокембрийских комплексов указывают на то, что их формирование было связано с рециклингом и магматической переработкой раннедокембрийской континентальной коры во внутприплитных условиях, на удалении от зон конвергенции [8, 9].

Исключением является Улутауский сиалический массив, расположенный на западе Центрального Казахстана, в строении его фундамента традиционно выделяются вулканогенно-осадочные толщи основного и среднего составов. Так, в строении западной части массива преобладают метаморфизованные вулканогенные толщи (жииндинская, майтубинская и коксуйская серии) и плутонические комплексы кислого состава, формировавшиеся в первой половине (~840–790 млн лет) тонийского периода неопротерозоя [9]. В строении восточной части массива также преобладают вулканогенно-осадочные толщи (бектурганская, аралбайская) преимущественно кислого состава, образование которых, однако, происходило в конце (~760 млн лет) тонийского периода неопротерозоя [6, 7].

К границе неопротерозойских комплексов западной и восточной частей Улутауского массива, приурочена узкая, протяженная Карсакпайская синклиорная зона, сложенная породами карсакпайской и белеутинской

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

серий. В строении обеих серий участвуют вулканогенные образования, представленные лавами, туфами основного и среднего составов. Осадочные породы представлены терригенными разностями, а также первично осадочными хемогенными образованиями, в частности карбонатами, кварцито-сланцами и кварцитами, в том числе железистыми. Последние наиболее широко распространены в карсакапайской серии, что явилось основанием для ее отнесения к джеспилитовой формации [4, 5]. Ранее в осадочных породах обеих серий были найдены микрофоссилии позднедокембрийского возраста [1]. Вулканогенно-осадочные толщи Карсакапайского синклиория перекрыты боздакской серией с конгломератами в основании. Присутствие среди терригенных пород этой серии значительной популяции обломочных цирконов с неопротерозойскими оценками возраста позволило в качестве верхнего возрастного ограничения накопления карсакапайской и белеутинской серии рассматривать рубеж в 800 млн лет [3]. Таким образом, в настоящее время возраст докембрийских вулканогенных толщ Карсакапайского синклиория остается дискуссионным. Для его уточнения нами было проведено комплексное изучение пород карсакапайской и белеутинской серий в Южном Улутау – в районе р. Белеутты и р. Шолаксай.

В строении карсакапайской серии были выделены метаосадочные и метаматматические породы. Среди последних преобладают метаморфизованные пикробазальты и базальты ($\text{SiO}_2 \sim 43.2\text{--}47.7$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \sim 2.1\text{--}4.6$ мас.%). Принадлежность пород толеитовой серии ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} \sim 0.53\text{--}0.77$), высокие концентрации TiO_2 ($\sim 1.29\text{--}2.36$ мас.%), на фоне обогащения LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 2.45\text{--}4.49$) и HFSE, сближает их с продуктами внутриплитного магматизма. Менее распространенные разности соответствуют андезидацитам ($\text{SiO}_2 \sim 62$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \sim 6.4$ мас.%) известково-щелочной серии (MALI 1.9–5,4) с высокой железистостью ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} = 0.8$) и глиноземистостью ($\text{ASI} = 1.7$) [11]. Для пород характерна слабая отрицательная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8$), обогащение LREEs ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 8\text{--}10$) и LILEs (Cs, Rb, Ba). Для акцессорных цирконов из туфов андезидацитов получена U-Pb оценка возраста 745 ± 3 млн лет (SHRIMP II).

Белеутинская серия также сложена метаморфизованными магматическими и осадочными породами. Среди метавулканитов выделены разности основного состава, которые соответствуют пикробазальтам, базальтам ($\text{SiO}_2 \sim 43.4\text{--}49$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \sim 2\text{--}3.6$ мас.%), толеитовой серии ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} \sim 0.7$). Породы обладают дифференцированным спектром распределения REE ($(\text{La}/\text{Yb})_n - 2.6\text{--}6.7$). Более дифференцированные разности соответствуют андезибазальтам, андезитам, дацитам и риолитам ($\text{SiO}_2 \sim 55.2\text{--}75.9$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \sim 5\text{--}7$ мас.%). Их принадлежность к известковой и известково-щелочной сериям (MALI $\sim 0.2\text{--}5.4$), умерен-

ная глиноземистость ($ASI \sim 1.0-1.55$), обогащение LREEs ($(La/Yb)_n - 6-12$) и LILEs (Cs, Rb, Ba) сближает их с производными надсубдукционного магматизма. Для акцессорных цирконов из туфов риолитового состава получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 762 ± 3 млн лет (SHRIMP II).

Таким образом, протолитами метамагматических пород карсакапайской и белеутинской серий являлись неопротерозойские контрастная и дифференцированная вулканогенные ассоциации, соответственно.

Полученные данные о возрасте вулканогенно-осадочных толщ Карсакапайской зоны Улутауского массива свидетельствуют, что их формирование происходило в узком временном интервале в конце тонийского периода неопротерозоя. При этом наименее дифференцированные различия обеих серий, соответствующие пикробазальтам и базальтам толеитовой серии, обогащены HFSE, а также деплетированы HREE ($(Gd/Yb)_n - 1.5-3.5$), обладают высокими Nb/Yb (2.8–11) и положительными $\Delta Nb ((1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \log(Zr/Y)) = -0,09-1,65)$, что указывает на образование родоначальных расплавов из обогащенного мантийного источника в поле стабильности граната в течение одного тектоно-магматического этапа [10, 12]. Ассоциация же надсубдукционных вулканитов и производных плавления обогащенной мантии является характерной особенностью обстановок задуговых бассейнов. С этим согласуются и более молодые оценки возраста карсакапайской серии (745 ± 3 млн лет), вулканогенные толщи которой имеют преимущественно базальтовый состав, что может указывать на антидромный характер развития магматизма в процессе эволюции бассейна, связанной с постепенным нарастанием рифтогенных процессов.

Наряду с вулканическими породами в строении обеих серий участвуют терригенные и хемогенные образования. Преобладающими среди хемогенных являются кварцито-сланцы с высоким CIA (~ 85) и Si/Al (~ 24), более низкими в сравнении с PAAS концентрациями REE, предполагающими ведущую роль в их образовании гидротермальных процессов [2]. В свою очередь деплетированность ЛРЗЭ $(La/Yb)_{PAAS} \sim 0,44$ отражает взаимодействие с морской водой. Тонкотерригенные различия, напротив, обладают низкими CIA (60–70) и дифференцированным спектром REE ($(La/Yb)_n - 5-10$), что указывает на вулканогенные толщи как главный источник обломочного материала. Широкие вариации содержания Co, Ni, Sc, V, Cr в терригенных разностях указывают на дифференцированный состав источников сноса, включающих породы как основного, так и кислого состава. При этом обогащение HREE и HFSE, а также более высокие Th/U (5.2) в сравнении с PAAS (4.7) свидетельствуют об участии рециклированного осадочного материала [13]. Таким образом, формирование вулканогенно-осадочных толщ Карсакапайского синклинория в конце неопротерозоя происходило в задуговом бассейне в субаквальных

обстановках, что способствовало накоплению как хемогенных, так и терригенных осадочных толщ, причем последние формировались за счет эрозии одновозрастных вулканических комплексов, а также поступления более зрелого кластического материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00108_а.

Литература

1. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 68–79.

2. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998, 340 с.

3. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И. и др. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геол. и геофиз. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.

4. Зайцев Ю.А., Розанов С.Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакапайского синклиория на Южном Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. С. 107–123.

5. Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 368 с.

6. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф. и др. Возраст, строение и состав «древнейших» комплексов Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан) // Материалы LI-го Тектонического совещания: Проблемы тектоники континентов и океанов: Тез. докл. М.: Изд-во ГЕОС, 2019. С. 298–301.

7. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

8. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.

9. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. 3 Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Res. 2017. № 47. P. 44–75.

10. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153(3–4). P. 197–208.

11. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

12. Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives // Back-arc spreading systems: geological, biological, chemical

and physical interactions. Geophys. Monogr. Ser. V. 166 / Eds D.M. Christie et al. Washington: American Geophysical Union, 2006. P. 63–86.

13. *Roddaz M., Brusset S., Baby P.* Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments // Chem. Geol. 2006. V. 226(1). P. 31–65.

**М.К. Данукалова¹, А.Б. Кузьмичев¹, А.А. Багаева²,
Т.Ю. Толмачева²**

Особенности седиментации в зоне перехода от карбонатной платформы к бассейну на Таймырской пассивной окраине Сибири в раннем палеозое

Традиционно в пределах Таймырского полуострова выделяется два типа разреза нижнего–среднего палеозоя: мелководный карбонатный и более глубоководный («бассейновый») черносланцевый [1], с переходной фациальной зоной между ними [4]. Эти отложения рассматриваются как проксимальный и дистальный компоненты пассивной окраины Сибири [2]. Карбонатный тип разреза распространен в Южно-Таймырском домене, сланцевый и выделенный позже переходный тип разреза – в Центральном-Таймырском домене. Граница между ними проводится по области Пясино-Фадеевского надвига ЮЗ простираения, в котором, как считается, сланцевые толщи надвинуты на карбонатные с СЗ на ЮВ [1]. Упомянутая фациальная зональность фиксируется в отложениях второй половины нижнего ордовика (арениг) – верхнего девона. Более древние породы на Южном Таймыре не обнажены; в пределах Центрального Таймыра ниже-среднекембрийские толщи фациальной зональности не демонстрируют. Однако для верхнего кембрия – тремадока уже выделяется два типа разреза: мелководный преимущественно карбонатный на территории, которая относится к переходной зоне в более молодых отложениях, и сланцевый северо-западнее.

В 2016 г. авторами проведены полевые исследования в восточной части Таймырского полуострова, в составе Фадеевской геолого-съемочной

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

партии ВСЕГЕИ, выполнявшей Государственную геологическую съемку масштаба 1:200 000 территории листов Т-48-XXXIV-XXXVI. В ходе работ были изучены седиментологические особенности нижнепалеозойских пород на нескольких участках, в том числе за пределами кратируемых листов. Информация по двум участкам обсуждается в докладе.

Первый изученный участок расположен на правом берегу р. Становой в ее среднем течении. Обнаженные здесь нижнепалеозойские породы по литологическим признакам отнесены к верхнекембрийской-тремадоксской грустнинской свите. Свита широко распространена на Таймыре и считается «литологическим маркером» [1]. В литературе отложения свиты интерпретируются как крайне мелководные [3]. Нами детально изучен моноклиальный фрагмент разреза мощностью 70 м. Выше он наращивается (около 60 м) похожей по облику толщей на плохообнаженном участке. В изученном фрагменте разреза выделяются крупные ритмы, имеющие «регрессивное» строение. Наиболее полный ритм снизу вверх демонстрирует переход от (1) темных глинистых известняков или аргиллитов к (2) тонкозернистым серым известнякам с подводно-оползневыми деформациями, выше к аналогичным (3) плитчатым известнякам, и далее к (4) желтым с поверхности силикатно-карбонатным алевролитам-песчаникам. Мощности ритмов меняются от 2 до 11 м. Силикатно-карбонатные обломочные породы слагают пласты мощностью от нескольких сантиметров до 1 м, которые часто объединены в серии (до 4 м). Эти породы в большей или меньшей степени сохранили первичные седиментационные текстуры. В некоторых пластах отчетливо видна прямая градационная сортировка обломочного материала и устанавливается набор признаков, типичный для классических турбидитов [6]. Наиболее яркой чертой обломочных пород является однонаправленная косая слоистость (включая текстуру взбирающейся ряби), в том числе оползшая. Обычно она приурочена к верхней части слоев песчаника, но некоторые из них являются косослоистыми на полную мощность. В подошвах пластов присутствуют крупные эрозионные борозды (flute casts), в кровле – знаки ряби течений. Силикатная кластика (до 40% объема породы) представлена кварцем, реже – мусковитом и плагиоклазом алевритовой и мелкопесчаной размерности. Фауна в разрезе не обнаружена.

Второй участок находится в бассейне нижнего течения р. Ключевка, в зоне Пясино-Фаддеевского надвига. Обнажения изучены по берегам этой реки, выше устья руч. Высокий и на ее правом притоке. Общая мощность разреза на участке, по-видимому, достигает первых сотен метров, но точно ее оценить невозможно из-за сложных складчато-надвиговых дислокаций. Вскрытые здесь отложения закартированы в составе ордовикской весеннинской толщи. Принадлежность рассматриваемых пород к стратиграфическому уровню, соответствующему нижней половине этой

толщи (фло – нижний дарривил) установлена по конодонтам и остракодам (пробы отобраны К.В. Борисенковым и А.Н. Ларионовым в 2015 г., определения Т.Ю. Толмачевой). Как и на предыдущем участке, границы с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены. Разрез по р. Ключевка представлен чередованием (в разных соотношениях) глинистых сланцев, бескарбонатных алевролитов и обособленных пластов силикатно-карбонатных алевропесчаников. На долю последних приходится не менее половины мощности толщи. Часто они образуют серии мощностью в несколько метров (судя по фотопанораме недоступного берегового обрыва). В подчиненном количестве присутствуют пачки серых плитчатых известняков. Карбонатные алевролиты и песчаники демонстрируют горизонтальную и косую слоистость, текстуру ряби течения; нередко залегают в виде линз. На правом притоке р. Ключевка наиболее информативны два обнажения, в каждом вскрыто около 25 м разреза. В одном из них преобладают аргиллиты и глинистые алевролиты, с мало-мощными горизонтами с текстурой валиков ряби течения, сложенных силикатно-карбонатным алевролитом, и отдельными более мощными (до 30 см) пластами такого состава. Для последних характерна горизонтальная, косая и конволютная слоистость, текстуры взбирающейся ряби, подошвенные знаки, иногда – прямая градационная сортировка материала, знаки лингоидной(?) ряби на кровле слоев. Второе обнажение на притоке демонстрирует фрагмент разреза, который по набору пород и седиментологическим особенностям очень похож на толщу в бассейне р. Становой, рассмотренную выше.

Изученные разрезы характеризуют разные интервалы единого комплекса отложений, накапливавшегося на протяжении позднего кембрия(?), раннего ордовика и начала среднего ордовика. Соотношение пород в нем меняется снизу вверх: в нижней части преобладают карбонатные и силикатно-карбонатные породы, в верхней увеличивается роль глинистых сланцев, что отмечалось и ранее [3]. Наши наблюдения показывают, что эти изменения происходят постепенно и не дают оснований для выделения двух литостратиграфических подразделений (грустнинской свиты и весеннинской толщи) внутри верхнего кембрия – нижнего ордовика на рассматриваемой площади. В целом, накопление изученного комплекса отложений происходило ниже уровня воздействия штормовых волн, на значительном удалении от берега в пределах открытого пологонаклонного шельфа (рампа). Текстуры, которые могут быть интерпретированы как следы действия волн, встречены в единичных случаях и неоднозначны. Явная штормовая слоистость не наблюдалась, хотя в нескольких пластах отмечены похожие текстуры. Можно предполагать, что в некоторые интервалы времени глубина накопления осадков приближалась к базису штормовых волн. Прослой силикатно-карбонатных алевролитов

и песчаников формировались эпизодически. Присутствие в них текстуры взбирающейся ряби и знаков нагрузки свидетельствует о быстром поступлении новых порций обломочного материала, а flute casts на подошвах слоев – о значительной энергии потока, эродирующего морское дно. Кластика преимущественно транспортировалась из мелководной части бассейна посредством инициированных штормами придонных течений, в том числе турбулентных. Присутствие складок подводного оползания в известняках (бассейн р. в Становая) указывает на выраженный перегиб в профиле дна бассейна. Аргиллиты и глинистые алевролиты, по-видимому, являются продуктами фонового осадконакопления. Их малое количество в разрезе грустнинской свиты связано с близостью карбонатной «фабрики». Тонкая карбонатная взвесь могла поступать в виде штормовых шлейфов (storm-generated suspension clouds, [7]) или остаточных облаков наиболее мелкозернистого материала, несомого турбидитовыми потоками с карбонатного мелководья, основная часть которых разгружалась выше по склону. Источником силикатной кластики предположительно являлась островная суша, реконструируемая на современном севере Сибирской платформы для ордовика [5]. Не исключено, что она существовала с позднего кембрия. Результаты замеров директивных седиментационных текстур (рябь течений, flute casts, складки оползания) допускают разные варианты интерпретации. Согласно наиболее правдоподобному, на наш взгляд, сценарию, подводный склон погружался на ССВ. Если это так, то можно предположить, что рельеф дна бассейна был сложнее, чем тот, который вырисовывается из установленной фациальной зональности нижнего палеозоя Таймыра (постепенное углубление к северо-западу).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 19-05-00926). Исследования М.К. Данукаловой и А.Б. Кузьмичева проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 0135-2019-0051).

Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.
3. Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т. 221. СПб.: Изд-во ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2011. 282 с.
4. Соболевская Р.Ф., Соболев Н.Н., Матвеев В.П. Новые стратиграфические подразделения в ордовике и силуре Таймыра // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 7–11.

5. *Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 296(3–4). P. 285–296.

6. *Mutti E., Ricci Lucchi F.* Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis // *Int. Geol. Rev.* 1978. V. 20(2). P. 125–166.

7. *Yancey T.E.* Controls on carbonate and siliciclastic sediment deposition on a mixed carbonate–siliciclastic shelf (Pennsylvanian Eastern Shelf of north Texas) // *Sedimentary Modeling: Computer Simulations and Methods for Improved Parameter Definition* / Eds Franseen E.K. et al. // *Kansas Geol. Surv. Bull.* 1991. V. 233. P. 263–272.

В.А. Друщиц¹, Т.А. Садчикова¹

Седиментологические и литологические предпосылки формирования скоплений криогенных гидратов природного газа в Арктическом регионе

В Арктике на суше и в акваториях распространены криогенные гидраты природного газа (КГГ), главным образом метана. Интерес к исследованиям этих образований вызван их принадлежностью к нетрадиционным углеводородным ресурсам. Следует подчеркнуть, что гидраты газа относятся к возобновляемым природным ресурсам. Залежи и скопления клатратной формы метана, как правило, приурочены к нефтегазоносным бассейнам. Для скоплений КГГ, помимо того, что их генезис прочно связан с развитием криолитозоны, характерны определенные тектонические и литологические особенности нефтегазовых месторождений.

Криогенные ГГ могут располагаться внутри многолетнемерзлых пород и ниже их подошвы. На КГГ приходится 2% общего количества всех известных в настоящее время в Мировых залежей и скоплений гидратов природного газа. Наиболее известные скопления криогенных гидратов природного газа образовались и консервировались в течение стадий похолодания четвертичного периода. Они формировались вместе с криолитозоной, начиная с 2.5–2.4 млн лет назад и располагаются на глубинах 130–2000 м [1].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

К настоящему времени известны два термодинамических типа КГГ: стабильные, которые располагаются в пределах зоны стабильности гидратов газа, а также метастабильные, или реликтовые, находящиеся выше верхней границы зоны стабильности, в многолетнемерзлых породах на относительно небольших глубинах, где они не могут формироваться и сохраняются за счет эффекта самоконсервации [6].

Предполагается, что на севере Западной Сибири сохранился обширный массив реликтовых криогенных гидратов природного газа (РКГГ) при мощности многолетнемерзлых пород 180–350 м. Установлено, что РКГГ распространены на глубинах 40–150 м в пределах Бованенковского, Ямбургского, Уренгойского, Заполярного и Южно-Тамбейского газоконденсатных месторождений. Этот массив формировался, по-видимому, в течение всего неоплейстоцена. Условия для сохранения залежей столь значительных размеров создавались во время последнего ледникового максимума, в перигляциальной обстановке, но относительно близко к леднику, граница которого проходила восточнее Восточно-Новоземельского желоба. Это лучшие условия для формирования и сохранения КГГ [2].

Реликтовые КГГ Западной Сибири концентрируются в прибрежно-морских отложениях казанцевской (поздний неоплейстоцен) и ямальской (ранний-средний неоплейстоцен) свит, представленных, главным образом, переслаиванием алевритовых глин, песков и глин. По результатам исследовательских работ, проведенных на площади Бованенковского газоконденсатного месторождения, установлено, что обе толщи характеризуются интенсивными газопроявлениями, содержат включения угля и торфа, растительные остатки. В ямальской свите фиксируется 90% газопроявлений (биогенного генезиса) с максимальным дебитом 14 000 м³/сут, а для газопроявлений казанцевской свиты максимальный расход – 100 м³/сут [4].

Экспериментально подтверждено, что РКГГ могут существовать в криолитозоне севера Западной Сибири, в частности, в насыщенных льдом песках при температурах -4 – -5 °С или холоднее, на глубинах ниже 20–30 м, при содержании солей ≤1%. [7].

Экспериментальные данные и моделирование пока еще не дают однозначного ответа на вопрос об условиях существования РКГГ в обстановках межледниковья. Опыт, проведенный в мерзлых засоленных глинистых осадках, выявил, что массовое разложение метастабильных гидратов может происходить при ничтожных повышениях температуры. Следовательно, процессы формирования термокарстовых озер, меандрирование рек, трансгрессии арктических морей и тектонические нарушения могут приводить к площадному выходу метана из гидратов, заключенных в консолидированных влажных засоленных глинах [5].

Натурные наблюдения за воронками взрыва на п-ове Ямал показывают, что причиной происхождения этих воронок, по всей вероятности, было раз-

ложение РКГГ на глубинах 60–80 м. Но какой процесс вызвал эту катастрофу, является предметом дискуссии. Не все исследователи согласны с предположением, что она является результатом глобального потепления [3].

Распространение реликтовых газогидратных образований обусловлено комплексом седиментологических сложно взаимодействующих процессов, с одной стороны, и процессами, формирующими криолитозону – с другой.

Литологические особенности отложений, содержащих КГГ, аналогичны продуктивным слоям газовых и газоконденсатных месторождений. КГГ аккумулируются как в глинистых (заполнение 5–40%), так и в песчаных (заполнение 20–90%) осадках [8]. Главным образом, открытые скопления КГГ сосредоточены в песчаных отложениях (Северное побережье Аляски, дельта р. Маккензи и прилегающий к ним шельф). Метан в этих КГГ часто имеет биогенное происхождение, но встречаются КГГ, состоящие из смеси биогенного и термогенного метана. КГГ сосредоточены в песчаниках и конгломератах мощностью от 3 до 30 м, в среднем с 50%-ным насыщением. В дельте р. Маккензи КГГ концентрируются в линзах песка и гравия мощностью от 10 до 100 м, с насыщением более 90% [8].

Известные скопления и месторождения КГГ расположены в пределах крупных нефтегазовых месторождений или на смежных с ними территориях. Они находятся в зоне стабильности гидратов природного газа, под нижней границей криолитозоны, которая служит покрывкой для КГГ, и аккумулируются в структурных, литологических и стратиграфических коллекторах. Образование скоплений КГГ происходило как в перигляциальных, так и в гляциальных условиях, но при изменении условий, наиболее благоприятная обстановка для их существования сохранялась в перигляциальных областях, смежных с покровными ледниками.

Данное исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061, в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН «Тектоника, магматизм и осадконакопление в геологической истории арктической и тихоокеанской континентальных окраин Северо-Востока Азии» (НИР № 0135-2019-0078) и с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН 0135-2019-0070.

Литература

1. Друциц В.А., Садчикова Т.А. Природные условия образования и сохранения континентальных гидратов метана на арктических континентальных окраинах // Бюлл. комис. по изуч. четв. периода. 2017. № 75. С. 135–146.

2. Друциц В.А., Садчикова Т.А. Эволюция криогенных скоплений гидратов природного газа в Арктических регионах в квартере // Вестник КНЦ РАН. 2018. № 3. С. 147–151.

3. Оленеченко В.В., Синицкий А.И., Антонов Е.Ю. и др. Результаты геофизических исследований территории геологического новообразования «Ямальский кратер» // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 4. С. 94–106.

4. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Отв. ред. Е.М. Чувиллин. М.: ГЕОС, 2007. 137 с.

5. Якушев В.С. Экспериментальное изучение метастабильных гидратов метана в мерзлых глинах // Сборник докладов расширенного заседания научного совета по криологии Земли РАН «Актуальные проблемы геокриологии». М.: КДУ, Университетская книга, 2018. С. 281–285.

6. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А. и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Российский хим. журнал. 2003. Т. XLVII. № 3. С. 80–90.

7. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D. et al. Dissociation and self-preservation of gas hydrates in permafrost // Geosciences. 2018. V. 8(12). P. 2–12.

8. You K., Flemings P.B., Malinverno A. et al. Mechanisms of methane hydrate formation in geological systems // Rev. Geophys. 2019. V. 57. P. 1146–1196.

**В.Б. Ершова¹, А.В. Прокопьев², Н.Н. Соболев³,
Е.О. Петров³, А.К. Худoley^{1,3}**

Реконструкция состава, строения и тектонических событий северо-восточной части Баренцева моря на основе детального изучения галек из нижнеюрских конгломератов архипелага Земля Франца Иосифа

Геологическое строение северной части баренцевоморского региона большей частью изучено по данным сейсмического профилирования.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия, v.ershova@spbu.ru, a.khudoley@spbu.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), Якутск, Россия, prokopiev@diamond.usn.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия, Nikolay_Sobolev@vsegei.ru, Eugeni_Petrov@vsegei.ru

При этом если мезозойская последовательность доступна для изучения в обнажениях и вскрыта рядом скважин на архипелаге ЗФИ, то более древние отложения обнаружены лишь в керне скв. Нагурская [1, 3, 5]. На основании детального изучения галек, отобранных из двух разрезов нижнеюрских конгломератов ЗФИ (о-ва Галля и Грэм-Белл) (тегетхофская свита), проведена реконструкция состава и строения домезозойских комплексов северо-востока баренцевоморского региона. Нами был использован следующий комплекс методов: петрографическое изучение шлифов, геохимические исследования магматических пород, изотопно-геохронологические, термохронологические и палеонтологические исследования.

Изученные нижнеюрские отложения тегетхофской свиты представлены слабосцементированными полимиктовыми конгломератами с песчаным матриксом. В обоих исследованных разрезах было отобрано из конгломератов более 200 галек. Их состав очень разнообразен – граниты, кислые эффузивы, известняки, кварциты, аргиллиты. Размер галек варьирует от 5 до 12 см, указывая на близкое расположение источника сноса.

Изученные гальки магматических пород представлены кислыми интрузивными и эффузивными горными породами, часто катаклазированными. Это свидетельствует о широком развитии в источнике сноса гранитоидов, подвергшихся динамометаморфизму. Возраст кристаллизации в трех из пяти изученных образцов, отобранных из разреза о-ва Галля, полученный на основе U-Pb датирования цирконов (SHRIMP-II) – конец позднего девона–ранний карбон [2]. Возраст кристаллизации гальки гранитов, отобранной из разреза о-ва Грэм-Белл, составляет 520.2 ± 1.3 млн лет.

В изученных гальках метаморфические породы представлены кварцитами. На основе U-Pb датирования обломочных цирконов из двух образцов максимальный возраст седиментации для кварцитов определен как ранне-среднекембрийский. Возрастные спектры обломочных цирконов указывают, что в раннем кембрии поступление обломочного материала на север баренцевоморского региона происходило с Тиманского орогена.

Значительное количество галек сложено осадочными породами – окремнёнными известняками, аргиллитами, биокластическими известняками, реже алевролитами и песчаниками. Среди карбонатных галек встречены фораминиферовые известняки, в которых (в 25 шлифах) удалось обнаружить экземпляры фораминифер удовлетворительной сохранности, пригодной для определения их систематической принадлежности. На основании определений фораминифер, возраст известняков был установлен как визейско-позднекаменноугольный. Таксономический состав фузулинид, поддающихся идентификации, не отличается своеобразием

и сопоставим с одновозрастными фузулинидовыми комплексами Волго-Уральской области, Тимана и Шпицбергена [6]. Находки каменноугольных фораминифер в известняковых гальках и обнаруженные ранее нижнепермские фузулиниды [4] в обломках известняков среди четвертичных отложений свидетельствуют о том, что, по крайней мере, с конца раннего карбона и до начала перми северо-восток баренцевоморского региона представлял собой карбонатную платформу.

Проведенные исследования показали, что в фундаменте северо-востока баренцевоморского региона присутствуют нижнекембрийские кварциты и проявлен раннекембрийский и девон-раннекаменноугольный кислый магматизм. Выше со значительным перерывом и, вероятно, угловым несогласием залегают карбонатные и карбонатно-кремнистые каменноугольно-нижнепермские отложения.

Литература

1. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.

2. *Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н. и др.* Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника, 2017. № 2. С. 21–31.

3. *Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 – Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с.

4. *Davydov V.I.* Biostratigraphy on fuzulinides of the Upper Paleozoic deposits of Kolguev and the islands of the archipelago of Franz Josef Land // Biostratigraphy of oil and gas bearing basins. Abstracts of the First International Symposium, 3–4 December 1994. Sankt Petersburg, 1997. P. 40–59.

5. *Dibner V.D. (ed)*, Geology of Franz Josef Land. In: Norsk Polarinstitut Meddelelser, 1998, v. 146, 199 pp.

6. *Ershova V., Leven E., Prokopiev A.* Foraminifera from the carbonate cobbles and pebbles of Early Jurassic conglomerates of Franz Joseph Land as a direct evidence of existence of Late Palaeozoic carbonate succession in the north-eastern Barents Sea // Norwegian Journal of Geology, 2017. V. 97(4). P. 255–261.

Рифообразование в перми и массовое вымирание на границе пермь–триас

Пермское рифообразование завершает цикл палеозойского формирования рифов. Оно происходило в двух палеогеографических, в том числе, палеоклиматических областях – в аридной Северной Пангеи и в южной гумидной Тетической.

Нижнепермские рифы широко развиты на востоке и юго-востоке Восточно-Европейской платформы в пределах Предуралья, Прикаспийской впадины и, частично, Днепровско-Донецкого авлакогена. Основными строителями рифов этих областей были мшанки, гидроидные (палеоаплезины), водоросли и организмы неясного систематического положения – тубифиты.

Прекращение рифообразования было вызвано как тектоническими, так и климатическими причинами, а именно, резкой аридизацией. Первые обусловили определенную изоляцию бассейнов, вторые – осолонение бассейнов и формирование соленосных толщ. Рифы средней перми широко представлены в Пермском бассейне США (формации Гот-Сип и Кэпитен), в Европе в основании цехштейна Германии, Польши, Литвы, в меньшей мере, в пределах Восточно-Европейской платформы. Рифостроящими организмами являлись багряные и зеленые водоросли, известковые губки, мшанки, циано-бактериальные образования, описанные как *Stromaria*, в незначительном количестве встречены кораллы.

Рифообразование было прервано соленакоплением – серия Верра в цехштейне Европы и Очоа в Пермском бассейне США.

В пределах Тетической области среднепермские и, местами, верхнепермские рифы развиты на Кавказе и Дальнем Востоке. Наибольший интерес для настоящего сообщения представляют рифы Южного Китая.

Эти рифы развиты в средней части среднепермской формации Маокао и в верхнепермских формациях Вучапин и Чансин. В целом в рифах установлены три сообщества организмов. Начальная стадия рифообразования характеризуется ассоциацией сфинктозоа–цианобактерии. Каркасными организмами являлись сфинктозои, мшанки, тубифиты, которые инкрустировались водорослями. Второе сообщество – табулозои–сфинктозои образуют ядро рифа, в котором табулозои явно преобладают. В ядрах рифов распространено и третье сообщество – сфинктозои–инозои, которое характеризуется обилием и разнообразием сфинктозой.

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

Максимальное развитие рифов отмечается в формации Маокао, синхронизируемой с кептенским ярусом кровли средней перми Международной шкалы, причем в верхней части формации.

В ряде случаев, обычно после накопления карбонатных отложений не рифового типа, в средней части завершающего пермь чансинского яруса вновь появляются рифы. Таково, например, стратиграфическое положение рифов в провинциях Хубэй и Сычуань. Эти рифы закончили свое развитие ранее конца перми, что достаточно надежно задокументировано в районе Джантинбо. В районе Цили провинции Хуннань описаны коралловые и водорослево-губковые рифы чансинского возраста [1]. В обоих случаях рифообразование заканчивается ранее конца перми, и рифы перекрываются микрозернистыми водорослево-фораминиферовыми, а затем ооидными известняками верхов перми.

В провинциях Гуанжоу и, по-видимому, Гуансин кровля перми размыта и частично закарстована, поэтому отложения триаса залегают непосредственно на рифах, что дает возможность предполагать, что формирование рифов прекратилось задолго до конца перми. При этом интересна еще одна деталь: коралловые рифы закончили свое развитие раньше, чем водорослево-губковые. Иными словами, биоценоз с более высокоорганизованной фауной, в данном случае, кораллов, более чутко реагирует на изменение внешних условий и прекращает развитие в рифовой фации раньше, чем более резистентное и менее сложное водорослево-губковое сообщество.

Во всех случаях полного разреза верхней перми рифы перекрываются карбонатными отложениями не рифового типа [2]. Принципиально важно, что, несмотря на продолжающееся биогенное карбонатаккумуляция с теми же рифостроителями – губками, эхинодерматами; существование перегиба морского дна, среднеокеанической солености водоема и других благоприятных условий, рифостроение во время накопления верхней подсвиты формации прекратилось.

Обобщая приведенные материалы, можно констатировать, что в перми преобладали рифы окраин мелководных шельфов и изолированных отмелей с карбонатной седиментацией, что определило асимметричное строение рифов – незначительное их превышение над зарифовыми водоемами, где накапливались мелководные карбонатные отложения, и значительное возвышение над предрифовыми бассейнами с тонкозернистыми глинисто-кремнисто-карбонатными осадками. Асимметричными являются рифы Пермского бассейна США и платформы Янцзы Южного Китая, некоторые рифы Предуралья прогиба и Прикаспийской синеклизы. Существовали, однако, и изолированные, сравнительно симметричные в поперечном сечении массивы, такие, как рифы цехштейна Тюрингии, рифы Приморья и, особенно, крупные нижнепермские

Международная стратиграфическая шкала		Северная Америка		Западная Европа		Восточно-Европейская платформа, Прикаспий		Стратиграфическая шкала области Тетиса					
Отдел	Ярус	Формация		Ярус	Рифы	Ярус	Рифы	Приморье		Северный Кавказ		Южный Китай	
		Чансинский	Ярус					Ярус	Рифы	Ярус	Рифы	Ярус	Рифы
Лопинский	Чансинский	Оча				Вятский		Дошарамский		Абагский	Чансин		
	Вучапинский			Цехштейн				Лужальский		Урушанский	Вучапин		
Гваделупский	Кептанский					Северодвинский		Мидийский			Макао		
	Вордский	Кептан				Уркумский		Мургабский					
	Родский	Тот Сип				Казанский		Курберландский			Цися		
Приуральский	Кунгурский	Леонардан				Уфимский		Болорский					
	Аптинский	Вулфкемп	Ротленд			Кунгурский		Якташский			Ойкси-ниан		
	Сакмарский					Сакмарский		Сакмарский			Лон-чиниян		
	Ассельский					Ассельский		Ассельский			Чуаншан		

Рис. 1. Стратиграфическое распределение пермских рифов

риффы Прикаспийского океана и осевой зоны Предуральского прогиба (рис. 1).

Основными каркасообразующими организмами рифов этого возраста были известковые губки, сфинктозоа, мшанки, в меньшей степени табуляты и ругозы, в ранней перми также палеоаплезины. Во всех случаях была важна роль водорослей и микробных сообществ, включая тубифиты (шамовеллы). Сообщества других организмов часто также разнообразны и достаточно многочисленны.

Пермские рифы довольно отчетливо подразделяются на две группы. В рифах, которые формировались в морях, покрывавших Пангею, в обстановках аридного климата каркасообразующими организмами были мшанки и частично кальциспонгии, цианобактериальные образования, при постоянном и очень важном значении багряных и зеленых водорослей, а также кальцимикробов, выполнявших функции цементаторов, а нередко и каркасообразователей. В незначительном количестве встречались кораллы.

Вторая группа рифов формировалась в Тетической области, где набор каркасных рифостроителей оказался более широким – к кальциспонгиям добавились кораллы, сфинктозои и частично строматопороидеи; по-видимому, более разнообразной была и некаркасообразующая фауна – иглокожие, брахиоподы, моллюски, разнообразные фораминиферы.

В поздней перми интенсивность рифообразования резко сократилась: рифы этого возраста встречены только в Тетической области – на Кавказе, в Греции, Южном Китае, но и здесь рифообразование закончилось ранее конца перми, когда биогенное карбонатонакопление, в том числе с потенциальными рифостроителями, все еще продолжалось.

Во всех случаях, независимо от типа рифов, их тектонического и палеогеографического положения, их формирование прекращалось до вымирания основных рифостроителей. Вероятно, изменения внешних условий, которые приводили в итоге к массовым вымираниям, на начальном этапе разрушали рифовую экосистему, и рифообразование прекращалось, прежде чем, исчезали основные рифостроящие организмы.

Литература

1. Барсков И.С. О разнообразии пермских рифов // Материалы Всероссийского литологического совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 24–25.
2. Xichun W., Xiaozeng L., Zhonglun Y., Xinsheng C. Formation of reef-bound reservoirs of Upper Permian Changxing formation in East Sichuan // Oil and gas geology. 1990. V. 11(3). P. 283–299.

Влияние вторичных процессов на петрофизические характеристики отложений мошакской свиты Приангарья

Мошакская свита относится к тасеевской серии венда, пестроцветные отложения которой имеют толщины около 1500 м и широко распространены на юго-западе Сибирской платформы [1, 2, 4]. Тасеевская серия представляет собой один из наиболее перспективных объектов для открытия месторождений газа и газового конденсата. К настоящему времени в Приангарье в отложениях тасеевской серии были выявлены крупные месторождения газа, такие как Абаканское, Имбинское, Ильбокичское и другие.

Породы мошакской свиты завершают разрез тасеевской серии и представлены комплексом гравийно-песчаных, песчаных, алевропесчаных, алевро-глинистых разностей и смешанных сульфатно-карбонатно-глинистых.

Текстурные особенности отложений мошакской свиты весьма разнообразны и изменчивы как по разрезу, так и по площади. Для мошакской свиты характерны текстуры косой, косоволистой, местами пологоволистой слоистости, встречаются текстуры оползания, тонкогоризонтально-слоистые и массивные текстуры. Как правило, в верхней и средней частях разреза отмечаются многочисленные текстуры биотурбации.

Породы-коллекторы мошакской свиты представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми песчаниками, обломочная часть которых сложена кварцем, полевыми шпатами и обломками эффузивных и метаморфических пород.

Пустотное пространство песчаников относится к межзерновому типу, а также связано с пустотами выщелачивания в зонах растворения карбонатного цемента и полевых шпатов [3]. Границы межзерновых пустот могут быть извилистыми, а также иметь правильные изометричные формы в участках развития регенерации зёрен. Пустоты выщелачивания, как правило, имеют сложную извилистую форму. Микропустоты в корродированных обломках кварца и калиевых полевых шпатов отмечаются редко, их размеры составляют 1–3 мкм.

Отложения мошакской свиты имеют циклическое строение, с регрессивной направленностью строения циклитов в нижней части и регрессивно-трансгрессивной – в верхней части свиты.

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

Породы-коллекторы приурочены к верхним частям регрессивных и средним частям регрессивно-трансгрессивных циклитов.

Образование отложений мошакской свиты происходило в условиях приливо-отливных равнин с редкими озерными водоемами и протоками, которые сформировались после отступления чистяковского морского бассейна. Верхняя часть разреза мошакской свиты несет в себе следы начала мощной трансгрессии вендского бассейна, которая превратила приливо-отливную зону в мелководную морскую область.

Проведенные детальные литологические исследования пород-коллекторов тасеевской серии показали, что существенную роль в формировании их фильтрационно-емкостных свойств сыграли катагенетические преобразования.

Значительное влияние на снижение значений коэффициента пористости в песчаных отложениях оказали процессы регенерации кварца, которая проявляется в частичном восстановлении формы его кристаллов. Регенерационные каемки частично, а в некоторых прослоях почти полностью заполняют пустотное пространство песчаников. Формирование регенерационных каемок вокруг зерен кварца осуществлялось в несколько стадий, что подтверждается присутствием 2–3, а в отдельных случаях 4 каемок.

В песчаниках мошакской свиты отмечаются структуры гравитационной коррозии обломочных зерен – конформные, инкорпорационные и с микростилолитовыми контактами, интенсивность проявления которых во многом обусловлена структурой обломочной части породы.

На конформно-регенерационные каемки обломочного кварца часто наложены структуры начального кристаллобластеза. Им затронуты периферические участки обломочных зерен и регенерационные кварцевые каемки.

В остаточном пустотном пространстве часто наблюдаются аутигенные кристаллы кварца размером от 1–2 до 200–300 мкм. Поверхность кристаллов кварца практически не изменена процессами гравитационной коррозии, что свидетельствует о более поздней их генерации. Сонахождение новообразованных кристаллов кварца с такими минералами, как барит и гематит, позволяет предполагать, что наиболее поздние процессы образования аутигенного кварца, возможно, связаны с гидротермальными процессами.

Снижение значений коэффициента пористости обусловлено также процессами регенерации обломков калиевых полевых шпатов, однако процессы калишпатизации проявлены менее масштабно по сравнению с образованием регенерационных каемок кварца.

Аутигенные слюды весьма многочисленны в пустотном пространстве песчаников мошакской свиты. Эти аутигенные минералы имеют чешуйчатую или листоватую микроструктуру и часто образуют поперечные

вросстки в края регенерированных обломков кварца. Новообразованные глинистые иллитовые чешуйки во многом усложняют конфигурацию межзерновых пустот и уменьшают диаметр поровых каналов.

Существенное влияние на фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов оказали процессы карбонатизации, сульфатизации и выщелачивания. Последние, возможно, являются причиной возникновения незначительных по толщине прослоев с высокими значениями пористости, а карбонатизация и сульфатизация являются причинами ухудшения фильтрационно-емкостных свойств.

Аутигенные карбонаты представлены кристаллами доломита, анкерита, сидерита. Они частично, а иногда полностью заполняют остаточное пустотное пространство пород-коллекторов. Наиболее широко эти процессы развиты в породах, которые первоначально обладали значительным объемом пустотного пространства.

Аутигенные сульфаты представлены ангидритом, баритом, целестинном. Ангидрит часто встречается вместе с вторичными карбонатными минералами.

Процессы выщелачивания, по-видимому, протекали на заключительных стадиях гидротермального процесса. Следы выщелачивания отмечаются не только на поверхности карбонатного цемента, но и на обломках кварца и калиевых полевых шпатов. Процессы выщелачивания существенно изменили геометрию и структуру пустотного пространства песчаников. Во многих песчаниках была образована вторичная пористость, причем ее значения иногда достигают 15–20%.

Литература

1. *Анатольева А.И.* Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. № 5. С. 79–92.

2. *Мельников Н.В., Якишин М.С., Шишкин Б.Б. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: «Гео», 2005. 428 с.

3. *Постникова О.В., Пошибаев В.В., Антипова О.А., Духненко Ю.А.* Прогноз распространения коллекторов мошаконской свиты венда в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы // Экспозиция Нефть Газ. 2017. № 4. С. 14–18.

4. *Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.

**О классификациях слоистых силикатов
глауконит-иллитового ряда из отложений
верхнего протерозоя и нижнего кембрия
(Северная и Восточная Сибирь, Южный Урал,
полуостров Средний, Подольское Приднестровье)**

Тонкодисперсные низкозарядные (слоевой заряд $\approx 0.6-0.85$ на формульную единицу (ф.е.)) Fe³⁺- и Al-содержащие диоктаэдрические слюдистые минералы, образующие глобулы (реже пластинчатые зерна), характеризуются широким спектром изоморфных замещений в октаэдрических и тетраэдрических сетках их 2:1 слоев. До настоящего времени существуют определенные проблемы в номенклатуре и классификации этих минералов, существенный вклад в эти вопросы внесли работы А.Г. Косовской и В.А. Дрица [11, 1, 2]. Ранее при изучении глобулярных слоистых силикатов (ГСС) нами использовалась, с некоторыми изменениями, классификация, предложенная в этих работах для тонкодисперсных диоктаэдрических слоистых силикатов глауконит-иллитового состава. В ее основе лежит степень железистости $K_{Fe^{3+}} = {}^{VI}Fe^{3+}/({}^{VI}Fe^{3+}+{}^{VI}Al)$, по величине которой среди глауконит-иллитовых минералов разного литологического типа и возраста устанавливается серия твердых растворов – от глауконита через промежуточные Al-глаукониты (Fe-иллиты) до иллита ($K_{Fe^{3+}} \geq 0.50, 0.5-0.25$ и ≤ 0.25) [11, 1, 2, 6, 7].

В.А. Дрицем с коллегами предложена модифицированная классификация диоктаэдрических слюдистых минералов [4]. Она основана на содержании тетраэдрических катионов алюминия (^{IV}Al) в 2:1 слоях и степени алюминиевости образцов (${}^{VI}Al/({}^{VI}Al+{}^{VI}Fe^{3+})$). Отдельные аспекты этой классификации рассматривались ранее в работах [11, 1, 2]. В частности, в этой классификации, как и ранее, среди иллитов выделяются Fe-иллитовые разности (${}^{VI}Al/({}^{VI}Al+{}^{VI}Fe^{3+}) = 0.6-0.8$) и собственно иллиты (${}^{VI}Al/({}^{VI}Al+{}^{VI}Fe^{3+}) > 0.8$) [11]. Al-глаукониты и глаукониты соответственно характеризуются значениями степени алюминиевости от 0.4 до 0.6 и менее 0.4. Классификация включает алюмоселадониты, Fe³⁺-алюмоселадониты (${}^{VI}Al > Fe^{3+}$), Al-селадониты ($Fe^{3+} > {}^{VI}Al$) и селадони-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tat.ivanovskaya2012@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия, z-t-s@mail.ru

ты, кристаллохимические характеристики которых частично рассмотрены ранее [1, 2].

Авторы настоящей работы используют при классификации ГСС степень железистости, а степень алюминиевости $K_{Al} = {}^VI\text{Al}/({}^VI\text{Fe}^{3+}+{}^VI\text{Al})$, поскольку именно это отношение было принято Международным номенклатурным комитетом (МНК) по слюдам и утверждено МНК по глинистым минералам (IMA NC, AIPEA NC) при классификации и номенклатуре рассматриваемых диоктаэдрических слюдястых минералов. Согласно их рекомендациям, среди этих минералов выделяются глауконитовый и иллитовый ряды (серии). Они различаются по величине степени алюминиевости $K_{Al} = {}^VI\text{Al}/({}^VI\text{Fe}^{3+}+{}^VI\text{Al})$, которая соответственно равна ≤ 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, соответственно), составляющему для этих рядов 0.15–0.42 и ≤ 0.25 [15, 14].

Модифицированная классификация Fe-содержащих К-диоктаэдрических слюдястых минералов, предложенная в работе [16] на основе анализа взаимозависимостей между параметрами элементарных ячеек и катионным составом, позволяет преодолеть ограничения и противоречия, заложенные в предыдущих классификациях. Показано, что эти минералы подразделяются на 4 группы – Fe-содержащие иллиты (в том числе собственно Fe-содержащие Mg-богатые иллиты ($K_{Al} > 0.8$) и Fe-иллиты ($0.65 \leq K_{Al} \leq 0.75$), Al-глаукониты ($0.5 \leq K_{Al} \leq 0.6$), глаукониты ($K_{Al} < 0.5$) и селадониты ($K_{Al} < 0.2$) – каждая из которых характеризуется конкретной комбинацией диапазонов параметров элементарной ячейки b , $c \sin \beta$, $c \cos \beta / a$ и характеристик катионного состава (K_{Al} и суммарное содержание катионов Al и Fe).

Опираясь на изученные кристаллохимические особенности 83 образцов (120 плотностных фракций) [8–10, 5], отметим следующее. Среди глобулярных слюдястых разновидностей наблюдается единый композиционный ряд от иллитов через Fe-иллиты и Al-глаукониты до глауконитов ($K_{Al} = 0.81-0.91$, $0.60-0.78$, $0.51-0.59$ и $0.11-0.50$, соответственно). Среди иллитов, согласно работам [11, 2, 16], мы выделяем Fe-иллиты ($K_{Al} = 0.6-0.8$) и собственно иллиты ($K_{Al} > 0.8$) и оставляем термин «Al-глауконит» за минеральными разновидностями, у которых степень алюминиевости $K_{Al} = {}^VI\text{Al}/({}^VI\text{Fe}^{3+}+{}^VI\text{Al})$ лежит в интервале от 0.5 до 0.6 (рис. 1). Как видно, катионные составы изученных силикатов глауконит-иллитового состава не всегда вписываются в границы, предусмотренные классификацией МНК. В частности, среди них присутствуют разновидности промежуточного состава (Al-глаукониты), а величина отношения $R^{2+}/(R^{2+}+R^{3+})$ в иллитах (до 0.47) превышает величину, принятую IMA NC. Отметим также, что ранее типичный глауконит не отмечался в докембрийских отложениях, считалось, что в них развиты только его алюминиевые разновидности.

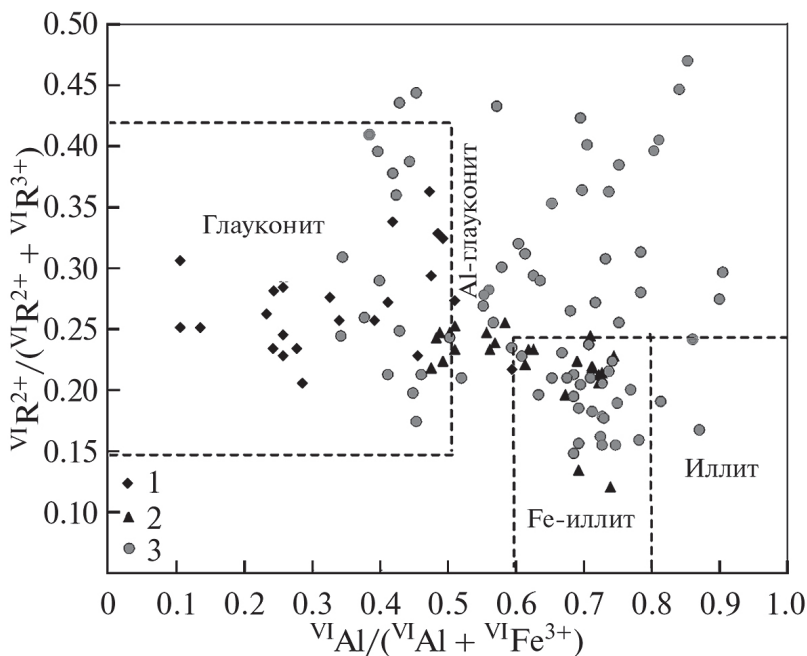


Рис. 1. Зависимость отношения $R^{2+}/(R^{2+}+R^{3+})$ от степени алюминиевости $VI Al/(VI Al+VI Fe^{3+})$ для диоктаэдрических слюдястых минералов, изученных в работах [5–10], в границах, определенных IMA NC для глауконитов и иллитов. Условные обозначения: 1 – нижний кембрий, 2 – пограничные слои венда и кембрия, 3 – верхний протерозой

В классификации И.В. Николаевой алюминиевый аналог глауконита назывался «сколитом» [12], что не правомерно, т.к. детальное исследование сколита показало, что он является смешанослойным иллит-сметитом (~ 25% разбухающих слоев) [4].

Поскольку термин «иллит» для глобулярных и (или) пластинчатых разновидностей употребляется мало и непривычен для исследователей, занимающихся изучением глауконитов, к названию высокоалюминиевых разновидностей необходимо добавлять термин «глобулярный» или «пластинчатый» [8].

По постановлениям Международного комитета по глинистым минералам, в структуре истинных глауконитов и иллитов практически не должны содержаться разбухающие межслои, при наличии последних образцы относятся к смешанослойным образованиям [13]. Термин «гидрослюда» (10–20% разбухающих слоев), согласно рекомендациям AIPEA NC боль-

ше не употребляется по отношению к смешанослойным минералам [14]. Среди изученных образцов разного состава мы выделяем смешанослойные образования, которые условно разделяются на две группы – с небольшим ($\leq 10\%$) и более высоким (10–20%) содержанием разбухающих слоев [8, 9].

Работа выполнена в рамках тем Госзадания ГИН РАН и ИГГД РАН. Аналитические данные получены при финансовой поддержке проекта РФФИ (№ 19-05-00886).

Литература

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

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

3. 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.

4. 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.

5. Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М. и др. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.

6. Ивановская Т.А., Ципурский С.И. Первая находка глобулярного глауконита в нижнем рифее (Анабарское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 3. С. 110–121.

7. Ивановская Т.А. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях дебенгдинской свиты (средний рифей, Оленекское поднятие) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 101–113.

8. 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.

9. 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.

10. Ивановская Т.А., Гептнер А.Р., Савичев А.Т. и др. Глауконит в терригенно-карбонатных отложениях нижнего кембрия (Северная Сибирь, Оленекское поднятие) // Литология и полезн. ископаемые. 2019. № 4. С. 295–317.

11. *Коссовская А.Г., Дриц В.А.* Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдястых минералов осадочных пород // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. 320 с.
12. *Николаева И.В.* Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321с.
13. *Bailey S.W., Brindley G.W., Fanning D.S. et al.* Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983 // Clays Clay Miner. 1984. V. 32. № 3. P. 239.
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'étude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2006 // Clays 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 // Clays Clay Miner. 2017. V. 55. № 4. P. 234–251.

А.Д. Изьюров¹

**Генетические типы пустотного пространства
боханского и парфеновского горизонтов
вендских терригенных отложений
Ангаро-Ленской ступени Сибирской платформы**

Вендские терригенные отложения Ангаро-Ленской ступени Сибирской платформы характеризуются большим разнообразием литологических видов пород, обусловленным различиями в минеральном составе, структурных характеристиках, интенсивности проявления вторичных преобразований и, как следствие, закономерностями распределения в них пустотного пространства. Основная продуктивность этих отложений связана с боханским и парфеновским горизонтами [1].

Отложения боханского горизонта представлены комплексом литотипов: песчаники разномерные гравелитистые, песчаники разномерные, песчаники мелко-среднемерные, песчаники средне-мелкомерные,

¹ Институт геологии, ИГ УФИЦ РАН, Уфа, Россия

песчаники мелкозернистые, песчаники мелкозернистые алевритовые, алевролиты, аргиллиты. Все перечисленные литотипы в разной степени изменены вторичными процессами. В выделенных литотипах устанавливается одинаковая последовательность проявления вторичных процессов. К наиболее ранним процессам относится регенерация зерен, которая в отдельных прослоях приводит к формированию сливных песчаников, хотя такого рода явление в боханском горизонте распространено незначительно. Следующим после регенерации явился процесс уплотнения и формирования многочисленных инкорпорационных контактов с проявлением процессов бластеза на контактах зерен. Оставшееся после уплотнения пустотное пространство было частично заполнено аутигенным карбонатным цементом, который местами корродировал обломочные зерна. Значительная часть межзернового пространства заполнена глинистым цементом, сформировавшимся в результате преобразования слюдистых сланцев. Одним из наиболее поздних процессов являлось выщелачивание, которое затронуло как карбонатный цемент, так и кластический материал, включающий зерна кварца и обломки слюдистых сланцев. Массовое развитие имеют пустоты выщелачивания в глинистом цементе. В породах ряда разрезов пористость в коллекторских прослоях обусловлена не только развитием пустот выщелачивания, но и частичным сохранением межзернового пустотного пространства.

Отложения парфеновского горизонта преимущественно представлены песчаниками разномзернистыми гравелитистыми, песчаниками разномзернистыми, песчаниками мелко-среднезернистыми, песчаниками мелкозернистыми.

Пористые интервалы распределяются по разрезу неравномерно. В породах этих интервалов широко развиты пустоты выщелачивания, приуроченные к зонам развития карбонатного цемента, и незначительно затронуты кварцевые зерна. В целом породы разреза отличаются высокой степенью уплотненности, которая диагностируется по многочисленным инкорпорационным контактам с явлениями бластеза. Для пород некоторых разрезов характерно широкое развитие регенерационного кварцевого цемента, а также аутигенного карбонатного цемента, что обуславливает низкие фильтрационно-емкостные свойства пород на определенных интервалах.

Таким образом, в разрезах отложений венда Ангаро-Ленской ступени Сибирской платформы наряду с межзерновой остаточной пористостью выделяются пустоты, обусловленные выщелачиванием, как зерен, так и различных видов цемента. Следует отметить, что структура песчаных пород не является определяющим фактором для фильтрационно-емкостных свойств изучаемых отложений венда, тогда как решающую роль играет интенсивность и направленность вторичных процессов.

1. *Советов Ю.К.* Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 20–45.

Е.С. Изьюрова¹

**Особенности проявления эпигенетических процессов
в терригенных продуктивных отложениях венда
восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы
(Сибирская платформа)**

Отложения венда Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) характеризуются широким разнообразием комплексов минералов, включающих типичные для осадочных терригенных пород, а также те, которые сформировались в результате многостадийной эволюции разнообразных процессов минералообразования. Одним из главных эпигенетических процессов, широко распространенных в терригенных отложениях НБА, является регенерация зерен кварца, которая была массовой и многостадийной. В отдельных интервалах разреза широко развиты процессы регенерации зерен калиевых полевых шпатов (КПШ) и зерен турмалина – явление достаточно редкое для осадочных разрезов. В вендских терригенных отложениях НБА активно проявляются процессы перекристаллизации зерен кварца, а также их стресс-коррозии. В них отмечаются микроструктуры бластеза обломочного кварца преимущественно рекристаллизационно-гранулярного типа, затрагивающего регенерационные каемки зерен. Для терригенных отложений НБА характерно массовое развитие вторичной цементации порового пространства, которая проявляется в последовательной смене регенерационного цемента (кварцевого или калишпатового) на карбонатный, сульфатный и галитовый.

В ряде разрезов вендских отложений НБА отмечаются зоны с достаточно интенсивным развитием тектонических трещин различной раскрытости, развивающихся в разных направлениях. Изучение минерального выполнения стенок трещин проводилось с помощью методов стерео-

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

микроскопии, растровой электронной микроскопии, рентгенофазового анализа и микрорентгеноспектрального анализа. В результате исследований установлено, что стенки трещин последовательно минерализованы кристаллами: кальцита, железомagneзиального кальцита, магнезита, реже доломита, халькопирита, пирита, сфалерита, кубоаргирита, родохрозита, ангидрита, целестина и барита. К наиболее поздней стадии минерализации трещин относится образование кристаллов галита. В околотрещинных зонах выявлены такие нетипичные для осадочных пород минералы, как бернессит, флогопит, диксит, весцелиит, анатаз, пирит с примесью соединений мышьяка и цеолиты (анальцим, ломонит). Спецификой отложений является частая встречаемость оксидов титана. В породах отмечается лейкоксенизация, а также значительное количество вновь образованных кристаллов анатаза на стенках пор и трещин.

Основным источником обломочного материала для вендских терригенных отложений НБА стали магматические, и реже метаморфические породы фундамента. Диагностировать в породах венда диагенетический парагенез минералов весьма проблематично, в связи с их высокой вторичной преобразованностью. Для ранних стадий катагенеза стадийного погружения характерно появление первых каемок регенерации зерен кварца и образование конформных контактов, появление пирита, хлоритизация, а также пелитизация КПШ. Для стадии позднего катагенеза стадийного погружения исследуемых пород характерна парагенетическая минеральная ассоциация, включающая кварц, халцедон, каолинит, ломонит, гидрослюды политипа $2M_1$, смешанослойные (реликты), хлорит 14\AA , анатаз, рутил, лейкоксен, турмалин, кальцит, появление следов стресс-коррозии: полосок Бема, новообразованных инкорпорационных, микростилолитовых микроструктур, сопровождающихся явлениями катаклаза, шиповидные структуры вставания слюд и хлоритов в кварцевые и полевошпатовые зерна, а также регенерация турмалина. Для ранних стадий метагенеза динамотермальной активации характерно появление диккита и рекристаллизационно-гранулярных бластовых структур обломочных зерен кварца. Наиболее ярко процессы локального температурного разогрева проявлены в глинистых породах, первично обогащенных ОВ, в которых развиваются радиально-лучистые агрегаты графита. Этот процесс может быть связан с контактовым метаморфизмом, проявившимся в зонах контакта с крупными трапповыми интрузиями. В это же время могла возникнуть парагенетическая ассоциация галита и сильвина, связанная с просачиванием рапы из вышележащих соленосных отложений [1]. Наиболее поздние преобразования пород проявились в результате локальных наложенных катакластического и гидротермально-метасоматического типов литогенеза, происходивших с периодической сменой режимов кислотности-щелочности растворов.

Таким образом, стадийность проявления вторичных процессов минералообразования в продуктивных терригенных отложениях венда восточного склона НБА выражена в смене парагенезов минералов, сформировавшихся на стадиях регионального фонового (стадиального) литогенеза погружения – диагенеза, раннего и позднего катагенеза, а также вследствие сложного сочетания локальных наложенных типов литогенеза – катакластического, гидротермально-метасоматического и динамотермальной активации. Локальные наложенные процессы могли сопровождать эпоху траппового магматизма пермо-триасового возраста. Следует отметить, что, несмотря на локальность проявления, продукты гидротермальных процессов имеют регионально выдержанные характеристики.

Интенсивное эпигенетическое преобразование терригенного комплекса венда определяет специфику его структуры, состава и физических свойств, которые необходимо учитывать в процессе геологоразведочных работ, направленных на поиски месторождений различных полезных ископаемых.

Литература

1. Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С. и др. Эволюция процессов минералообразования в терригенных породах раннего венда Непско-Ботубобинской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 1. С. 31–43.

С.Н. Кердинская¹

Фильтрационно-ёмкостные свойства пермь-триасовых отложений Хастахской и Чарчкской скважин Лено-Анабарского прогиба

Лено-Анабарский прогиб, расположенный на севере Сибирской платформы, является одним из перспективных регионов для прироста ресурсной базы углеводородов России. Здесь давно известны несколько нефтепроявлений – Оленекское, Восточно-Анабарское, Суханское, Верх-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия, kerdinskayas@mail.ru

нечемедикенское, **Силигир-Мархинское** битумные поля [1]. Оленекское битумное поле является крупнейшим в России. Битумы представлены вязкими неподвижными разностями типа малът и более глубоко преобразованными нафтидами. Вмещающими породами являются пермские песчаники, а содержание битумов в них варьирует от десятых долей до десяти процентов [1]. Это определяет важность изучения фильтрационно-емкостных свойств пермских толщ Лена-Анабарского прогиба, как потенциальных коллекторов углеводородов.

Нами проведено комплексное исследование пермь-триасовых отложений Хастахской и Чарчкской скважин, пробуренных в восточной части Лено-Анабарского прогиба. В Хастахской скважине пермские отложения представлены джаргалахской и бурской толщами, мощностью 440 м и 130 м. Толщи сложены песчаниками и алевролитами. Триасовые отложения представлены улаханюряхской (70 м), чекановской (30 м), ыстанахской (70 м) и пастахской (60 м) свитами, которые сложены глинами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В чарчкской скважине пермские отложения представлены джаргалахской и Бурской толщами, мощностью 368 м и 225 м. Триасовые отложения представлены улаханюряхской (20 м), чекановской (27 м), ыстанахской (102 м) и пастахской (56 м) свитами. Отложения перми-триаса в Чарчкской скважине сложены песчаниками и алевролитами.

Петрографические исследования показали, что песчаники перми по составу являются полимиктовыми граувакками с преобладанием обломков кремнистых пород (микрокварцитов) и обломков терригенных пород (алевролитов), сортированность от плохой до средней, структура варьирует от тонкозернистой до среднезернистой, цемент карбонатный, глинистый и кремнистый. Песчаники, отобранные из триасовых отложений, являются по составу полимиктовыми граувакками с преобладанием обломков эффузивных пород, сортированность от плохой до средней, структура от тонкозернистой до мелкозернистой, цемент карбонатный, глинистый, кремнистый.

Нами определены фильтрационно-ёмкостные параметры с помощью прибора для определения газопроницаемости «Дарсиметр» и прибора для измерения открытой пористости «Поромер» с целью выяснения коллекторских свойств изучаемых отложений. Большая часть измеренных образцов (14 из 18) характеризуется средними значениями открытой пористости (3.5–10%) и пониженными значениями абсолютной газопроницаемости (0.01–0.1 мД). Четыре образца характеризуется средними значениями открытой пористости (>10%) и абсолютной газопроницаемости (от 0.1 до 1 мД). На основе полученных данных изученные песчаники перми и триаса Хастахской и Чарчкской скважин отнесены к V–VI типу коллекторов [2]. VI тип иногда не имеет промышленного значения. V тип рас-

сматривается в качестве коллектора, но с очень низкими фильтрационно-емкостными свойствами.

Литература

1. Сафронов А.Ф. Природные битумы восточной части Сибирской платформы – потенциальный объект добычи углеводородного сырья // Наука и образование. 2013. № 3(71) С. 86–89.

2. Тугарова М.А. Породы коллекторы. Свойства, петрографические признаки, классификации. Учебно-методическое пособие. СПб.: С.-Петербургский гос. университет, 2004. 36 с.

И.А. Китаева¹, О.В. Постникова¹

Стадиальный анализ вторичных преобразований карбонатных отложений осинского горизонта

Значительная часть запасов углеводородного (УВ) сырья в Восточной Сибири приурочена к нижнекембрийским галогенно-карбонатным отложениям, в которых основным продуктивным является осинский горизонт. Освоение его запасов связано со значительными сложностями, обусловленными высокой степенью пространственной неоднородности фильтрационно-емкостных характеристик пород, а также морфометрическими особенностями и поверхностными свойствами пустотного пространства пород-коллекторов.

В сложившейся практике геологоразведочных работ приоритетом обладают результаты структурных и фациально-палеогеографических реконструкций. Безусловно, они являются базовыми для выявления наиболее перспективных объектов. Но, в то же время, успешность освоения этих перспективных объектов, эффективное применение технологий повышения нефтеотдачи, совершенствование процессов вскрытия продуктивных пластов должны опираться на свойства пустотного пространства пород-коллекторов, которые часто связаны с процессами аутигенного минералообразования. Минералогические особенности пустотного пространства пород-коллекторов часто коренным образом изменяют свойства карбонатного резервуара.

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

В целом осинский горизонт сложен преимущественно доломитовыми породами, которые образованы различными цианобактериальными биоценозами [4, 3].

В формировании пород-коллекторов осинского горизонта значительную роль сыграли вторичные преобразования их структуры и минерального состава на стадиях диа- и катагенеза [1]. В результате проведенных исследований были установлены следующие типы вторичных процессов: перекристаллизация, кальцитизация, доломитизация, выщелачивание, сульфатизация, галитизация, стилолитизация, трещинообразование. В проявлении этих процессов в целом, и каждого из них в отдельности, наблюдается определенная стадийность. Выявление закономерностей проявления этой стадийности позволяет прогнозировать фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов [5].

Наиболее ярко вторичные преобразования проявились в породах, первоначально обладавших развитым фильтрационно-емкостным пространством, так как в них активно циркулировали различные флюиды, которые изменяли свойства этого пространства.

К числу наиболее ранних диагенетических процессов следует отнести выщелачивание стенок ренальцисово-эпифитонового каркаса, что ярко проявляется в отдельных образцах. Как правило, на частично выщелоченных стенках каркаса на стадии раннего диагенеза начинается кальцитизация межкаркасного пространства. По характеру проявления этого процесса можно утверждать, что она происходила во фреатической зоне [2]. Кристаллы кальцита хорошо образованы, имеют вытянутую, перистую форму и палисадно расположены на стенках межкаркасных и внутрикаркасных пустот. В отдельных случаях такая кальцитизация приводила практически к полному залечиванию пустотного пространства.

Процессы доломитизации карбонатных пород осинского горизонта происходили на разных стадиях диа- и катагенеза. Доломитизация каркаса и доломитизация межкаркасного пустотного пространства, по-видимому, являются одновременными процессами, в основе которых лежат разные механизмы. Доломитизация каркаса является результатом метасоматической доломитизации – по механизму замещения кальцита доломитом. Доломитизация межкаркасного пространства происходила в результате осаждения кристаллов доломита из высокоминерализованных растворов магниевых флюидов в поровом пространстве. Наиболее активно такая доломитизация происходила в пустотах, затронутых процессами выщелачивания.

Процесс сульфатизации также реализовался в несколько стадий. Наиболее ранними по времени образования являются ангидриты, которые формировались в осолоненных зонах крайнего мелководья. Отложившиеся в этих условиях сульфаты часто проникали в трещины синерезиса

и в раннем диагенезе претерпевали перераспределение в объеме породы, поскольку являлись пластичными. За счет этого формировались линзовидные нодулярные стяжения ангидрита. На стадии катагенеза, после кальцитизации и доломитизации пустотного пространства, происходило заполнение ангидритом остаточных межкаркасных пустот.

Засолонение пустотного пространства пород осинского горизонта относится к наиболее поздним стадиям аутигенного минералообразования. Кристаллы галита заполняют, как правило, относительно крупные пустоты, оставшиеся после кальцитизации, доломитизации и сульфатизации.

В исследуемых отложениях осинского горизонта широко развиты процессы стилолитизации. В пристилолитовых зонах в результате образующихся напряжений растяжения, формировались короткие затухающие раскрытые трещины разрыва (или разгрузки), протяженность которых, как правило, составляет 5–12 см. Они частично минерализованы кальцитом и галитом. Более протяженные трещины, вероятно тектонического генезиса, значительно менее распространены в отложениях осинского горизонта. Их конфигурация обычно прямолинейная, раскрытость от 0.5–1 мм до 1.5–2 см, трещины, как правило, минерализованы кальцитом, ангидритом и галитом.

Пустотное пространство в породах-коллекторах осинского горизонта заполнено не только аутигенными минералами, но и высокопреобразованным твёрдым органическим веществом, образующим корку на стенках пустот. Корка, очевидно, формировалась на поздних стадиях формирования породы, поскольку она также отмечается на поверхности кристаллов кальцита, галита и ангидрита, заполняющих пустотное пространство.

Литература

1. *Каячев Н.Ф., Колесов В.А., Квачко С.К., Мусин Р.А.* Роль литогенеза в формировании зон с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами подсолевых карбонатных отложений венда и нижнего кембрия (Восточная Сибирь) // Вестник ПНИПУ Геология. Нефтегазовое и горное дело. 2016. Т. 15. № 20. С. 216–231.
2. *Кузнецов В.Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 2007. 511 с.
3. *Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Постникова О.В. и др.* Древние карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность. М.: Научный Мир, 2000. 104 с.
4. *Постникова О.В., Лошкарева В.А., Китаева И.А.* Механизмы формирования первичного пустотного пространства в венд-нижнекембрийских карбонатных отложений // Тр. РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2018. № 4(293). С. 7–16.

5. Постникова О.В., Китаева И.А., Ретина М.О., Омельченко О.В. Влияние вторичных преобразований на формирование коллекторских свойств осинского горизонта Непско-Ботубинской антеклизы // Территория нефтегаз. 2012. № 11. С. 18–21.

А.Е. Козионов¹

Вторичные процессы аладьинской свиты рифея в пределах зоны анагрских складок

Изучение отложений аладьинской свиты проводилось в обнажениях Красноярского края в течение шести полевых сезонов. Изученные обнажения расположены в районах рр. Ангары, Иркинеевы, Теи, Чапы. В тектоническом отношении эта зона относится к бортовым частям Иркинеево-Чадобецкой рифтовой зоны.

Отложения аладьинской свиты представлены разными типами кристаллических доломитов светло-серых и белых, которые характеризуются широким спектром текстур, обусловленных условиями осадконакопления, а также вторичными процессами.

Преимущественно эти доломиты биогенной природы и представляют собой в разной степени преобразованные отложения цианобактериальных матов и строматолитовых построек [2].

При изучении пород, представленных слоистыми литотипам аладьинской свиты, в шлифах отчетливо видны пустоты, минерализованные вторичными крупными кристаллами доломита, эти пустоты соединяются тонкими трещинами в разной степени минерализованными.

Основная часть пород серого цвета и представлена мелкокристаллическим биогенным доломитом. В зонах распространения мелкокристаллического доломита наблюдаются крупные единичные пустоты до 15 мкм, и в целом такие зоны характеризуются развитием микропористости. Наряду с другими литотипами аладьинской свиты, доломиты строматолитовые осложнены вторичным доломитообразованием.

Доломиты массивно-слоистые характеризуются довольно равномерным распространением микропустотного пространства (до 10 мкм). Слои

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

выдержаны по латерали, в редких случаях они разделяются скоплениями глинистых или кремнистых минералов.

Наряду со слоистыми участками, в доломитах выделяются зоны с признаками интенсивного синседиментационного нарушения осадка. Эти участки сложены доломитами с обломочной структурой, в которых обломки представлены строматолитовыми породами и представляют собой фрагменты строматолитовых слоев длиной 10–12 см, шириной 2–5 см.

Аладьинская свита, мощностью около 500 м, сложенная различными генетическими типами доломитов, формировалась на карбонатном шельфе, который последовательно проходил стадии вертикальной аккреции с проградацией в северо-западном направлении и деструкции его краевых зон. По мнению Е.М. Хабарова [4], с востока на запад мощность карбонатных отложений свит карточка и аладьинской уменьшается с 700 м в Каменной зоне и до 200 м в центральных районах Енисейского кряжа (Горбилоская зона, сосновская свита) Аладьинские доломиты подстилаются плитчатыми доломитами свиты карточка и с резким контактом перекрываются аргиллитами красногорской свиты. Предполагается, что эти отложения заполняют области некомпенсированного карбоната накопления в сосновской свите и нивелируют рельеф бассейна.

Доломиты аладьинской свиты представлены преобразованными цианобактериальными матами и строматолитовыми постройками. Первичные текстурные особенности доломитов предопределили латеральную неоднородность проявления вторичных процессов, таких как перекристаллизация, окремнение, выщелачивание, аутигенное минералообразование, трещинообразование.

В отложениях аладьинской свиты выделяется большое разнообразие типов пустотного пространства. Наиболее широкое распространение имеют пустоты выщелачивания, которые сформировались в результате растворения обломков строматолитовых пород и растворения по поверхности слоев. Пустоты, сформировавшиеся в результате растворения по форме и размерам соответствуют растворенным обломкам. Пустоты, сформировавшиеся в результате растворения поверхности слоя, имеют протяженный характер, который определяется геометрией поверхности напластования. Эти пустоты отличает высокая степень вторичной минерализации. Стенки пустот инкрустированы крупными белыми кристаллами доломита, покрытыми гематитовыми щетками. Такие пустоты являются по сути остаточными, сформировавшимися в результате неполной минерализации зон послонного выщелачивания. Помимо отчетливо видимых в обнажении систем ортогональных трещин в шлифах выделяются системы микротрещиноватости также имеющие ортогональную направленность [3].

Пустотное пространство отложений аладьинской свиты отличается интенсивным развитием аутигенного минералообразования. На стенках макропустот повсеместно отмечается несколько генераций вторичного доломита и гематита. Гематит выделяется в виде глобулей и сфер в межкристаллическом пространстве или образует щетки на поверхности кристаллов доломита.

Главными процессами, определяющими структуру пустотного пространства в отложениях аладьинской свиты, являлись процессы выщелачивания гидротермальной природы. На их гидротермальное происхождение указывают минеральные ассоциации, заполняющие пустоты выщелачивания. В этих пустотах отмечено стадийное заполнение кристаллами доломита и гематита. Процессы гидротермального минералообразования были детально изучены в работе М.Т. Крупенина и А.А. Гараевой [1]. По результатам их исследований, гидротермальные процессы привели к формированию магнезитовых месторождений в отложениях аладьинской свиты Ангаро-Питского синклинория. По данным этих исследователей, гидротермальные процессы развивались стадийно в широком диапазоне температур от 86° до 392 °С.

Вероятно, захороненные отложения аладьинского времени, насыщенные магнием, попали в зону максимального нагрева во время рифтогенной активизации западной части Ангаро-Питского синклинория в раннем рифее. На первой стадии активизации гидротермальные растворы, по-видимому, были кислыми и активно растворяли отдельные прослои и обломки в пластовых и обломочных строматолитовых доломитах. Впоследствии, по мере изменения рН среды в направлении повышения щелочности, в образовавшихся межслоевых пустотах начался рост доломитовых кристаллов. Следует отметить, что кристаллы росли навстречу друг другу, что доказывает их формирование в пустотах. На более поздних стадиях гидротермального процесса происходило осаждение гематита, сформировавшего тонкие прослои и пленки по поверхности доломитовых кристаллов. В пределах Юрубчено-Тохомского нефтегазоконденсатного месторождения были обнаружены редкие вкрапления самородного серебра. В отложениях аладьинской свиты выявлены золоторудные месторождения, связанные с гидротермальными жилами.

Аналогичные по строению и генезису пустоты были описаны в продуктивных отложениях рифея Юрубченского месторождения. Здесь в керне скважин наблюдаются щелевидные пустоты в доломитах, которые чередуются в разрезе с плотными участками. Зоны щелевидных пустот соединяются вертикальными трещинами. Системы пустот, выделенных в керне по морфометрическим характеристикам и характеру минерализации, имеют сходные черты с пустотами, наблюдаемыми в обнажениях аладьинской свиты.

Литература

1. *Крупенин М.Т., Гараева А.А.* Процессы преобразования карбонатных эвапоритов аладинской свиты рифея Енисейского кряжа // Тр. ИГГ УрО РАН. 2016. № 163. С. 155–163.
2. *Постникова О.В., Лошкарева В.А., Китаева И.А.* Механизмы формирования первичного пустотного пространства в венд-нижнекембрийских карбонатных отложений // Тр. РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина. 2018. № 4(293). С. 7–16.
3. *Кузнецов В.Г.* Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра, 2007. 511 с.
4. *Хабаров Е.М.* Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1999. №8. С. 1149–1169.

Н.И. Кондрашова¹, П.В. Медведев¹

Реконструкция условий осадконакопления палеопротерозойских строматолитовых доломитов по геохимическим данным

Строматолитовые постройки палеопротерозойского возраста изучались с помощью методов тонкой геохимии с целью определения различий в составе построек и вмещающей породы, а также выяснения закономерностей распределения микроэлементов внутри строматолитов и геохимических различий биогенных и хемогенных строматолитовых наслоений. В результате данные, полученные по территории Карелии, скоррелированы с глобальными событиями криптозойской истории Земли, которые проявились как на Фенноскандинавском щите, так и на других докембрийских кратонах Мира. Проведен анализ геохимических особенностей литологически различных осадочных образований палеопротерозоя Онежской и Пана-Куолаярвинской структур. Сформулирован вывод о слабом поступлении в Онежский осадочный палеобассейн эксгальционного материала. Присутствие гидротермального материала в бортовых

¹ Институт геологии Карельского НЦ (КарНЦ) РАН, Петрозаводский гос. университет, Петрозаводск, Россия

частях бассейна связывается с поздними наложенными процессами, а не с осадконакоплением.

В процессе эволюции Карельского кратона в палеопротерозое (от ятулия к людиковию) происходило сокращение площади морских бассейнов в северной части кратона. Одновременно уменьшалось поступление в область седиментации материала гидротерм, но возрастало поступление эндогенного материала, возможно, туфогенного, что указывает на возрастание магматической активности к людиковию.

Карбонатные образования онежского горизонта ятулия формировались в мелководных условиях, часто с расчлененным рельефом морского дна, в эвапоритовых обстановках осадконакопления [3]. Указанием на высокую скорость испарения в Онежском бассейне являются находки псевдоморфоз по соли и гипсу, а также ангидрита и галита в ятулийских осадочных породах [1].

Изотопные данные по углероду и кислороду в онежских карбонатных породах не противоречат выводам, сделанным на основе литологических данных: осадконакопление в позднем ятулии происходило в мелководных эвапоритовых бассейнах [2]. Изотопные метки ятулийских образований не являются полностью унаследованными от стадии осадконакопления, а возникли при эпигенетических процессах в более позднее – заонежское время при поступлении в бассейн значительного количества H_2 . Причина такого привноса водорода была глобальной. Подобное заключение приводит к выводу о сильно завышенной продолжительности ятулия в современной хроностратиграфической схеме.

Помимо этого, в общем случае положительные аномалии ^{13}C можно связать с окислительными условиями, а отрицательные аномалии – с восстановительными обстановками осадконакопления. При прочих равных условиях, окислительные условия будут преобладать в бассейне седиментации при незначительной (замедленной) скорости осадконакопления, а восстановительные – при значительной скорости захоронения осадков, связанной с тектоническими движениями, прогибанием дна бассейна. Все это могло бы косвенно свидетельствовать о начале траппового магматизма с людиковия.

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

Литература

1. 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.

2. *Melezhik V.A. et al. (eds.). Reading the Archive of Earth's Oxygenation, Volume 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project / Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg. 2013. 522 p.*

3. *Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A. T. et al. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: a spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events // Earth-Science Reviews. 2015. Vol. 147. P. 65–98.*

А.Д. Коробов¹, Л.А. Коробова¹, А.Н. Рахторин¹

О некоторых специфических чертах глубинного эпигенеза в условиях рифтогенного осадочного бассейна

В седиментационных бассейнах, в отличие от региональных эпигенетических и метаморфических изохимических преобразований пород, довольно значительная роль принадлежит явлениям наложенного эпигенеза, протекающим под влиянием глубинных факторов. Определяющая особенность наложенного эпигенеза, отличающая его от регионального, – более узкий, локализованный характер проявления в вертикальном и горизонтальном направлениях, который не зависит или мало зависит от первичного характера пород и фациальных условий их формирования. Обусловлен же он, главным образом, взаимодействием пород с проникающими растворами «чужого» (химически неравновесного с ними) состава. В этой связи А.Г. Косовская [5], а впоследствии П.П. Тимофеев, А.Г. Косовская, В.Д. Шутов с соавторами [10] выделили гипогенный наложенный эпигенез. Этот тип процессов широко распространён в складчатых и платформенных областях, где он связан с зонами глубинной раздробленности на участках налегания осадочного чехла на фундамент.

Формы пространственной локализации гипогенного наложенного эпигенеза могут быть достаточно сложными и фиксироваться в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных с системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами, или водопроницаемыми пластами. Роль и масштабы таких наложенных изменений бывают весьма разнообразны в связи с многочисленностью типов глубинных растворов.

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

В этой связи необходимо признать особое влияние триасовых погребенных рифтов Западной Сибири на процессы глубинного эпигенеза. К сожалению, этот фактор часто недооценивается геологами. Вместе с тем, существенные аномалии теплового поля в ископаемых континентальных рифтах, обусловленные локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов, могут сохраняться до 100 млн лет и более [6]. При этом гидротермальные процессы, во многом наследующие геохимию летучих соединений предшествующей магматической стадии, порождают флюидодинамические системы осадочных бассейнов, в которых возникают разнотемпературные гидротермально-метасоматические формации. Их характер и распределение во многом зависят от масштабов проявления рифтогенеза, которые на севере и юге исследуемой территории совершенно различны.

На севере Западной Сибири фундамент максимально преобразован рифтогенезом. В арктическую акваторию раскрываются не только стержневой для региона Колтогорско-Уренгойский, но Ямальский и Худосейский рифты, а также достигают громадных размеров межрифтовые вулканические плато. В южном направлении рифтогенез ослабевает и, в конце концов, исчезает полностью. В соответствии с теоретическими представлениями О.Г. Сорохтина [9] и С.В. Аплонова с коллегами [1], наблюдаемое в Западной Сибири угасание рифтогенеза в направлении с севера на юг может демонстрировать переход от районов с более истощенной мантией к областям, где она истощена меньше всего. Это сказывается на количестве и составе глубинных газов, поставляемых погребенным рифтом с гидротермальными растворами в осадочный чехол при структурной перестройке региона. Учитывая, что Западная Сибирь демонстрирует пример «неактивной рифтовой группы» [11], можно допустить, что картина степени истощения мантии доплитной стадии во многом сохранилась и в дальнейшем – на плитном этапе.

Установлено, что наиболее информативным показателем степени истощения мантии при океанизации континентальной коры, по И. Рамбергу и П. Моргану [6], служит количество присутствующего глубинного CO_2 в перекрывающих рифты породах чехла, а также его участие в гипогенном эпигенезе, вызванном структурной перестройкой региона. Это доказывается тем, что на юге Западной Сибири в области замыкания Колтогорско-Уренгойского рифта (Обь-Иртышское междуречье), в пределах Межевского и Веселовского районов, установлены крупные проявления глубинного углекислого газа в юрских отложениях. В Приуральской части бассейна (Шаимский район), в субмеридиональной полосе развития изолированных (локальных) впадин, которые можно рассматривать как фрагменты несостоявшегося (недоразвитого) рифта, также обнаружены аномальные скопления глубинного CO_2 в породах юрского возраста [7, 8]. Однако,

в отличие от относительно спокойного в тектоническом отношении Обь-Иртышского междуречья, Шаимский НГР непосредственно примыкает к Красноленинскому своду, который в период тектонической активизации являл собой крупную геодинамическую аномалию Западно-Сибирской плиты [2]. Её характерной особенностью был разноинтенсивный пульсирующий стресс, особенности которого можно проследить на примере Талинского месторождения нефти [3].

Так, в пределах последнего риолиты туринской серии и перекрывающие пласты ЮК₁₀₋₁₁ шеркалинской свиты (верхний лейас) испытали сильнейшее кислотное выщелачивание с образованием вторичных кварцитов [4] – продуктивных новообразованных суперколлекторов. Присутствие крупнокристаллического перекристаллизованного (изверженные породы) и регенерационного (терригенные породы) кварца, а также триклинного структурно совершенного крупночешуйчатого каолинита – антистресс-минерала (в меньшей степени диккита – стресс-минерала) является главным минералогическим показателем возможной нефтенасыщенности нетрадиционных коллекторов фундамента (Шаимский район) и суперколлекторов чехла (Красноленинский свод).

В Обь-Иртышском междуречье (зоне выклинивания рифтов), на участках аномально высоких концентраций глубинного CO₂ и более низких температур, структурная перестройка обусловила гидротермальную аргиллизацию и карбонатизацию с элементами низкотемпературной пропилизации трансильванского типа. За счет интенсивного перераспределения вещества возникали пространственно разобщенные «каолининовые» и «карбонатные (главным образом кальцитовые) столбы».

На севере Западно-Сибирская плита наиболее осложнена рифтогенезом (Тазовская губа, Гыданский полуостров и т.д.). Там в условиях повышенных температур и дефицита CO₂ (за счет деплетирования мантии), вдоль глубинных разломов, рассекающих породы фундамента (переходного комплекса) и чехла, широко развита цеолитовая фация (минерал-индикатор ломонтит) и спорадически – трансильванская (характерный минерал кальцит). Обе фации входят в состав низкотемпературных пропилитов.

Рассмотренные в докладе материалы позволяют сказать следующее.

Для Западной Сибири типичен гипогенный наложенный эпигенез, вызванный структурной перестройкой региона. На особенности глубинного эпигенеза большое влияние оказывали погребенные континентальные рифты. В своем развитии пропилиты и вторичные кварциты контролируются приуроченностью к генетически сопряженным структурам активизации: рифтам и изолированным впадинам, соответственно. Промежуточное положение в ряду гидротермально-измененных пород занимают пространственно разобщенные аргиллизиты и карбонатизированные

толщи, которые располагаются на участках, практически не затронутых рифтогенезом.

Литература

1. *Аплонов С.В., Шмелёв Г.Б., Краснов Д.К.* Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.

2. *Грамберг И.С., Горяинов И.Н., Смекалов А.С. и др.* Опыт исследования напряженно-деформированного состояния Красноленинского свода (Западная Сибирь) // Докл. РАН. 1995. Т. 345. №2. С. 227–230.

3. *Коробов А.Д., Коробова Л.А.* Пульсирующий стресс как отражение тектоногидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) // Геология, геофизика, разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 6. С. 4–12.

4. *Коробов А.Д., Коробова Л.А., Колотухин А.Т. и др.* Рифтогенно-осадочный нефтегазоносный комплекс платформ как порождение гидротермально- метасоматических процессов в породах переходного комплекса и чехла // Учёные записки Казанского ун-та. Серия Естественные науки. 2011. Т. 153. Кн. 4. С. 183–198.

5. *Коссовская А.Г.* О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130. № 1. С. 17–20.

6. *Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов // 27-й Междунар. геологич. конгресс. Тектоника. Т. 7. М., 1984. С. 78–108.

7. *Розин А.А., Сердюк З.Я.* К вопросу изучения разрывных нарушений в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по минералого-петрографическим и гидрохимическим аномалиям. Новосибирск: Недра, 1971. С. 84–89. (Тр. СНИИГиМС. Вып. 132)

8. *Розин А.А., Сердюк З.Я.* Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 102–113.

9. *Сорохтин О.Г.* Происхождение Земной коры // Геофизика океана. Т. 2. М.: Наука, 1979. Геодинамика. С. 223–57.

10. *Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д., и др.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 58–82.

11. *Шенгёр А.М. С., Натальин Б.А.* Рифты мира: учебно-справочное пособие. М.: Геокарт-ГЕОС. 2009. 188 с.

Условия формирования и минеральные парагенезы верхнемеловых и палеогеновых угленосных отложений о. Новая Сибирь (Новосибирские острова)

Остров Новая Сибирь входит в состав группы островов Анжу Новосибирского архипелага и расположен на границе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Верхнемеловые и палеогеновые угленосные отложения имеют естественные выходы на юго-западе и севере острова (рис. 1).

В данной работе приведены оригинальные данные, полученные авторами во время полевых работ (2016 г.), выполненных в рамках совместного проекта ГИН РАН и ПАО «НК «Роснефть» Систематическое изучение угленосных толщ о. Новая Сибирь началось в 1950-х гг. Геологами НИИГА при проведении геологической съемки миллионного масштаба были описаны локальные выходы верхнемеловых и третичных вулканогенно-терригенных угленосных отложений, изучены их строение, состав и условия формирования [1, 6, 7]. В 1970-х годах в ходе средне-масштабной геологической съемки, был существенно уточнен возраст угленосных толщ, установлено их складчато-надвиговое строение, скорректированы мощности и контуры областей их развития [9]. В составе верхнемеловых-третичных отложений в районе мыса Утес Деревянных Гор были выделены сеноман-туронская бунгинская свита (скв. № 46) и турон-коньякская деревянногорская свита. На мысе Высоком угленосная толща были выделена в эоценовую анжуйскую свиту. Позже остров посещался несколькими геологическими экспедициями [2, 5], однако данные [9] до настоящего времени оставались наиболее полными. В результате работ ГИН РАН в 2016–2017 гг. в представления о геологии острова внесены существенные дополнения и изменения [2, 3, 8]. Наиболее важными из них являются следующие: по палинологическим данным обоснован позднепалеоценовый – раннеэоценовый возраст и морской генезис анжуйской свиты, а также подтверждена гляциодинамическая природа деформаций верхнемеловых-палеогеновых толщ.

Деревянногорская свита обнажена в ряде надвиговых пластин в береговых обрывах на мысе Утес Деревянных Гор и на возвышенности вблизи левого берега р. Средняя (см. рис. 1). На м. Утес Деревянных Гор она представлена тремя надстраивающими друг друга толщами общей видимой мощностью до 95 м. Толщи сложены тонко-мелкозернистыми нели-

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

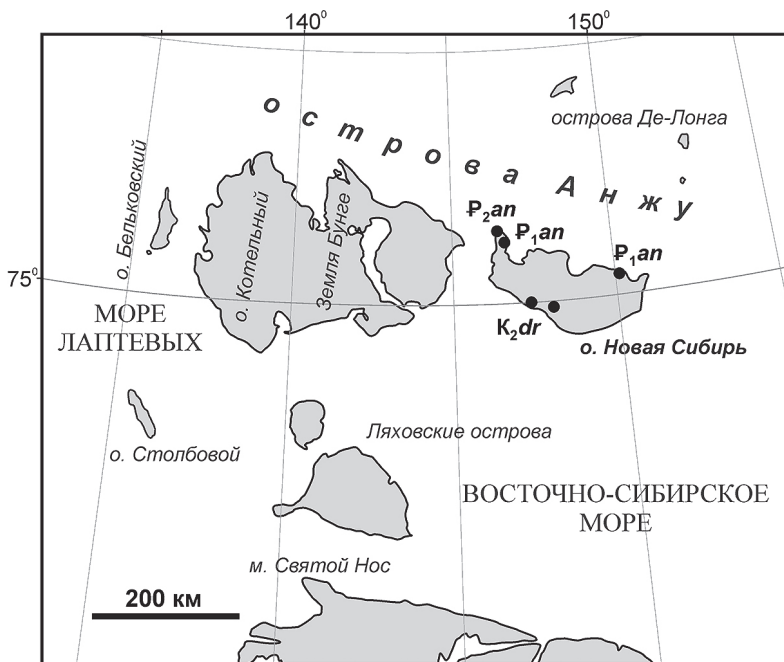


Рис. 1. Расположение изученных разрезов на о. Новая Сибирь

тифицированными туффитами и туфогенными отложениями и содержат несколько прослоев тонкозернистых риолитовых пеплов, встречаются углефицированные обломки стволов и остатки корневых систем деревьев. Средняя толща отличается высокой угленосностью и представлена серией циклитов с пластами бурого угля мощностью до 7 м. В некоторых надвиговых пластинах средней толщи обнаружены единичные позднемеловые фораминиферы (определения В.Н. Беньямовского, ГИН РАН). Псаммитовые и псефитово-псаммитовые туффиты и туфогенные отложения редки. Они наблюдаются в нижней и средней толщах на м. Утес Деревянных Гор и на левобережье р. Средняя, где в двух надвиговых пластинах общей видимой мощностью около 40 м нами описаны гравийно-галечные туфопесчаники, переслаивающиеся с рыхлыми тонкозернистыми туффитами. Псефитово-псаммитовые и псаммитовые отложения образуют выдержанные по простиранию (в пределах изученных надвиговых пластин) тела мощностью от 1.5 до 8 м, в которых отмечается слоистость потокового типа, присутствуют отпечатки листовой флоры, иногда обломки углефицированных стволов деревьев. По составу породообразующих компонентов эти отложения на левобережье р. Средняя относятся к полевошпатово-

кварцевым грауваккам [по 4], а в районе м. Утес Деревянных Гор они имеют преимущественно мезомиктово-кварцевый состав при сходном разнообразии обломков магматических, осадочных и метаморфических пород. Кристаллокласты полевых шпатов представлены Na, Ca-Na, и K разновидностями. Характерной чертой является также цементация кластогенного каркаса изотропным риолитовым стеклом (до 40% объема породы), аналогичным по составу витрокластам из пепловых прослоев. Глинистые минералы (без учета пеплов, в которых преобладают смектиты и/или гейландит) представлены полиминеральной иллит-каолинит-смектит-тридимитовой ассоциацией. Постоянно присутствует смешанослойный неупорядоченный иллит-смектит, изредка наблюдается хлорит. Каолинит, иллит, хлорит и, вероятно, иллит-смектит имеют преимущественно терригенно-обломочный генезис. Преобладание тридимита и смектита – продуктов трансформации тонкодисперсной фракции риолитового стекла, связано с интенсивной синхронной эксплозивной вулканической деятельностью на сопредельной территории. Присутствие в углистых отложениях смешанослойного каолинит-смектита свидетельствует о частичной трансформации аутигенного смектита в каолинит, обусловленной повышенной кислотностью среды за счет разложения большого количества гумусовой органики в процессе постседиментационных преобразований.

Анжуйская свита изучена на севере острова. Верхнепалеоценовая её часть, видимой мощностью около 30 м, обнажена на востоке мыса Высокий и на мысе Пестрый (см. рис. 1). Породы смяты в складки и представлены углистыми глинами и алевритами, изредка переходящими в мелкозернистые пески. Текстура иногда нарушена мелкими биотурбациями. В средней части изученного разреза наблюдается несколько пластов бурого угля мощностью до 1.5 м. Мелкозернистые пески по составу относятся к граувакковым аркозам со значительным содержанием обломочного кварца. Количество обломков кислых магматических, осадочных, метаосадочных пород и эпикластов риолитового стекла не превышает 20%. Полевые шпаты представлены альбитом, микроклином и ортоклазом. Характерна поликомпонентная терригенно-обломочная хлорит-каолинит-иллит-смектитовая ассоциация глинистых минералов со значительным содержанием неупорядоченного иллит-смектита.

Нижнеэоценовая часть свиты, видимой мощностью около 53 м, тоже дислоцирована и обнажена на самом севере мыса Высокий (см. рис. 1). Она сложена цикличным чередованием углистых глин, алевритов и бурых углей с мощностью пластов до 7.5 м. В толще отмечается присутствие единичных прослоев мелкозернистых граувакково-аркозовых песков (мощностью до 1.5 м), в целом аналогичных по петрографическому составу верхнепалеоценовым. Ассоциация глинистых минералов поликомпонентная терригенно-обломочная хлорит-смектит-иллит-каолининовая,

отличающаяся от верхнепалеоценовой увеличением более чем в два раза относительной доли каолинита.

В результате наших исследований сделан вывод о том, что в турон-коньякское время в районе о. Новая Сибирь осадконакопление происходило в пределах надводной, изредка заливаемой морем флювиальной дельтовой равнины с умеренно развитыми слаборазветвленными русловыми каналами. Минеральные парагенезы связаны со спецификой петрофонда питающих областей, динамикой среды континентальной или прибрежно-континентальной седиментации, высокой скоростью захоронения осадков, а также синхронным вулканизмом. Осадконакопление и постседиментационные (диагенетические) преобразования контролировались умеренно теплым гумидным климатом [2]. В позднем палеоцене и раннем эоцене преобладали прибрежно-морские условия седиментации. Минеральные парагенезы связаны как с особенностями петрофонда областей питания, так и с рециклинговыми процессами. Осадконакопление и диагенетические преобразования в позднем палеоцене, так же как и в турон-коньяке, контролировались умеренно теплым гумидным климатом [2], тогда как преобладание каолинита в ассоциации глинистых минералов из нижнеэоценовых отложений, вероятно, отражает влияние общепланетарного потепления (событие PETM), приведшего к образованию каолинитовых кор выветривания во всем Арктическом регионе.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН. Полевые и аналитические работы финансировались ПАО «НК «Роснефть».

Литература

1. Алексеев М.Н., Друиц В.А., Садчикова Т.А. Литостратиграфические и тектонические особенности формирования месторождений углеводородов на шельфе Российской Восточной Арктики // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 3. С. 282–291.

2. Герман А.Б., Костылева В.В., Никольский П.А. и др. Новые данные о позднемеловой флоре острова Новая Сибирь, Новосибирские острова // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 53–69.

3. Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др. Складчато-надвиговые деформации острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия) – возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.

4. Граувакки / Ред. В.Д. Шутов. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 238)

5. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Складчато-надвиговое сооружение деревянных гор на шельфе моря Лаптевых (о. Новая Сибирь): причины и возраст деформаций // Тектоника складчатых поясов Евразии. Мат. XLVI тектонического совещания. М., 2014. Т. 1. С. 104–106.

6. *Иванов О.А., Яшин Д.С.* Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь // Труды НИИГА. 1959. Т. 96. Вып. 8. С. 61–78.

7. *Клубов Б.А., Кориунов А.А., Бадера И.Г.* Новые данные по угленосным отложениям о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1188–1190.

8. *Костылева В.В., Моисеев А.В., Щенетова Е.В. и др.* Первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из верхнемеловой деревянногорской свиты о. Новая Сибирь // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат. X Всеросс. совещания. Магадан. 2020. С. 126–129.

9. *Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Объяснительная записка. Москва: Мингео, 1986. 106 с.

Л.Н. Котова¹, В.Н. Подковыров¹

Литохимический состав базальных отложений Московской синеклизы

Отложения верхнего венда – нижнего кембрия слагают позднебайкальский структурный ярус, с которого началось формирование Московской синеклизы как плитной стадии развития Восточно-Европейской платформы [1]. В качестве стратотипа верхнего венда – нижнего кембрия в Общей стратиграфической шкале принята последовательность трех стратиграфических горизонтов: редкинского, котлинского и лонтовасского, составляющие валдайскую и балтийскую серии [1, 6].

Проведено литохимическое изучение пограничных верхневендских-нижнекембрийских отложений двух регионов северной и юго-восточной окраин Московской синеклизы в границах позднебайкальского структурного яруса. Первый регион располагается в пределах Балтийской (Лужско-Ладожской) моноклинали на территории Ленинградской области и северо-востока Эстонии. Второй регион – в бассейне среднего течения р. Волги (г. Рыбинск – г. Нижний Новгород). Исследования проводились на основе анализа образцов кернового материала, отобранного в разрезах скважин.

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург, Россия, l.n.kotova@ipgg.ru, vpodk@mail.ru

В пределах Балтийской моноклинали отложения низов валдайской серии (редкинский горизонт) залегают в среднем на глубинах 250–450 м, углубляясь к югу – юго-востоку, а верхи разреза (котлинский и лонтоваский горизонты) в скважинах перекрываются четвертичными отложениями. В южной части Московской синеклизы [5] отложения редкинського горизонта залегают на глубинах от 3600 м (район Галичского прогиба) до 2000 м в самой южной ее части на границе с Волго-Уральской антеклизой. Отложения позднебайкальского структурного яруса в этой части синеклизы перекрываются в основном отложениями герцинского структурного яруса [2]. Отложения редкинського горизонта, в зависимости от геологической ситуации, залегают или на породах раннедокембрийского кристаллического фундамента, или на рифтогенных рифейских – ранневендских осадочных образованиях [1].

Ранее нами было проведено литохимическое изучение осадочных отложений Балтийской моноклинали (по шести скважинам) на основе анализа различных петрохимических модулей [3]. Были выявлены как общие особенности, так и отличия в породных ассоциациях отдельных горизонтов в различных скважинах, что является следствием локальных вариаций фациальных условий осадконакопления. Общие особенности химического состава по известным петрохимическим модулям свидетельствуют о литогенной природе осадочных образований, об отсутствии в них пирокластического материала, а также о гумидных условиях их формирования в условиях пассивной континентальной окраины.

Изучение геохимического состава образцов ядра в южной части Московской синеклизы (по десяти скважинам) проведено с целью сравнения геологических условий осадконакопления разновозрастных отложений в двух удаленных регионах синеклизы – Балтийском и Волжском. В обоих случаях была использована методика представления геохимических данных в виде кривых изменения состава пород по вертикальному разрезу скважин, которая позволяет выявить общие особенности и тренды изменения состава пород на различных стратиграфических уровнях. По величине глиноземистого (алюмокремневого) модуля ($AM = Al_2O_3/SiO_2$) в изученных нами осадочных образованиях выделяются три главные ассоциации, или группы пород: песчаники, песчано-алевролитовые и глинистые. Некоторые обобщенные результаты анализа полученного материала заключаются в следующем.

Отложения редкинського горизонта, по материалам изученных нами скважин, в Волжском регионе представлены более широко, или почти повсеместно, по сравнению с Балтийским регионом. На юге этот горизонт представлен двумя свитами: нижняя плетневская свита сложена в основном песчаными породами, а верхняя гаврилов-ямская свита – преимущественно глинистыми отложениями. На севере отложения редкинського

горизонта (старорусская свита) представлены преимущественно тонкозернистыми осадками. Трансгрессивный этап развития осадочного бассейна позднередкинское времени сменяется в котлинское время регрессивной стадией [4].

Отложения котлинского горизонта повсеместно развиты в северной части синеклизы, в южном регионе, по мнению [1, 4], эти отложения частично были размывы. Состав осадочных образований этого горизонта в Балтийском регионе включает две ассоциации пород – песчано-алевролитовую и существенно глинистую. Первая ассоциация представляет собой тонкое переслаивание различных песчаников с алевролитами, иногда с аргиллитами и, скорее всего, относится к прибрежным шельфовым фациям. В Балтийском региона она развита в восточной и западной (Эстония) краевых частях территории. В центральной части региона развита толща существенно глинистых пород, в нижней ее части возможно присутствие прослоев песчаных пород. Глины по составу однородные, с ляминаритовыми пленками, представляют собой глубоководную фацию отложений, которые традиционно относят к верхней части василеостровской свиты, последняя, в свою очередь, по-видимому, является аналогом решминской свиты.

Песчано-алевролитовая и глинистая ассоциации пород котлинского горизонта в изученных нами скважинах, как в Балтийском регионе, так и в Волжском, в едином стратиграфическом разрезе не встречены. В Волжском регионе котлинский горизонт представлен только одной песчано-алевролитовой толщей осадочных отложений, относящихся к любимской свите, которая по характеру кривой изменения состава имеет определенное сходство с подобными отложениями Балтийского региона. Глинистые отложения решминской свиты в изученных разрезах не выявлены. На отложениях любимской свиты залегают отложения лежской свиты балтийской серии.

Отложения лонтоваского (ровенского) горизонта в составе балтийской (некрасовской) серии обладают небольшими мощностями и присутствуют не во всех разрезах. Как и в редкинское время эти отложения знаменуют регрессивно-трансгрессивный этап развития осадочного бассейна, что отмечается в обоих регионах: нижележащие песчаные отложения (ломоносовская и лежская свиты) сменяется вверх по разрезу глинистыми отложениями (сиверская и галичская свиты). Представляется, что относительно мощная и однородная по составу нижнекембрийская толща синих глин сиверской свиты, залегающая на василеостровской свите, также отлагалась в депрессионных впадинах морского бассейна.

Таким образом, отложения редкинское горизонта верхнего венда и лонтоваского горизонта нижнего кембрия имеют сходный регрессивно-трансгрессивный тренд изменения состава существенно песчаных отло-

жений глинистыми. Котлинский горизонт, завершающий вендский этап эволюции осадочного бассейна ВЕП, представлен двумя фациальными типами отложений (песчано-алевролитовым и существенно глинистым) которые, по-видимому, территориально разобщены, что видно в разрезах скважин.

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГГД РАН № 0153_2019_003, при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00483.

Литература

1. *Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А.* Главные этапы развития Московской синеклизы // *Литасфера*. 2006. № 2(25). С. 14–24.
2. *Кириков В.П., Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В.* Тектоническое районирование платформенных чехлов на примере Восточно-Европейской платформы // *Региональная геология и металлогения*. 2017. С. 15–25.
3. *Подковыров В.Н., Котова Л.Н.* Литогеохимия и условия формирования отложений верхнего венда и нижнего кембрия северо-запада Балтийской моноклинали // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 2020. (в печати).
4. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с. (Тр. ГИН. Вып. 609)
5. *Якобсон К.Э.* Проблемы венда Восточно-Европейской платформы // *Региональная геология и металлогения*. 2014. № 60. С. 109–116.

Б.Б. Кочнев^{1,2}, Б.Г. Покровский³, В.В. Марусин^{1,2}

С-изотопная хемотратиграфия чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия, северо-запад Сибирской платформы

Чернореченская свита, суммарной мощностью свыше 800 м, с перерывом и базальными конгломератами в основании залегает на вулканогенно-осадочных породах губинской свиты верхнего рифея [1]. В составе свиты, изученной нами в типовых разрезах по рекам Черной, Сухарихе и Енисею

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

выделяется 5 пачек. Отложения первой пачки (170 м) ранее изучены по скважинам [1] и представлены тонкослоистыми глинистыми известняками. Вверх по разрезу они сменяются ритмично-слоистыми калькаренидами второй пачки (180 м), с градационной, реже косою слоистостью дециметрового масштаба, которые интерпретируются нами как штормовые турбидиты, формировавшиеся в дистальной части карбонатного рампа. Третья пачка (около 100 м) сложена тонкослоистыми глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами с горизонтами микритовых известняков, формировавшихся в условиях дистального шельфа. Четвертая пачка (около 200 м) отражает переход к мелководным обстановкам, в ее составе преобладают онколитовые, оолитовые, калькаренидовые, микробиялитовые и биогермные известняки. Частично обнаженная пятая пачка, мощностью до 150 м, сложена преимущественно глинистыми тонкослоистыми известняками и мергелями, что может указывать на проявление еще одного эпизода трансгрессии. Переход от карбонатных отложений чернореченской свиты к перекрывающим красноцветным песчаникам излучинской свиты постепенный.

Химический состав карбонатной фракции изучен в 28 образцах методом атомной абсорбции солянокислотных (1N HCl) вытяжек. За исключением самых нижних карбонатных горизонтов чернореченской свиты, представленных глинистыми доломитами (см. рис. 1), в разрезе преобладают слабо доломитистые ($Mg/Ca \leq 0.05$) известняки. Содержание некарбонатной примеси составляет от 8 до 22%. Концентрации Fe сильно варьируют (190–8600 мкг/г и более) и, вероятно, связаны с частичным растворением пирита, примесь которого иногда присутствует в породе. Концентрации Mn в карбонатной фракции чаще невысокие (20–50 мкг/г), что косвенно указывает на слабое влияние эпигенетических изменений. Для известняков характерны сравнительно высокие содержания стронция, для большинства образцов превышающие 500 мкг/г и достигающие 1500 мкг/г. Согласно геохимическим критериям сохранности [2], в основной части образцов чернореченской свиты изотопные системы карбонатных минералов, скорее всего, не испытали заметных постседиментационных изменений.

Полученные первые данные об изотопном составе углерода карбонатных осадочных пород чернореченской свиты (65 образцов) показали, что ее нижние горизонты, обнажающиеся по правобережью р. Енисей в 3–4 км ниже устья р. Сухарихи, характеризуются умеренно-отрицательными (-3.8...-6.0‰ V-PDB) значениями $\delta^{13}C$. В нижних 120 м второй пачки, в стратотипе по р. Черная, значения $\delta^{13}C$ умеренно-положительные (+2...+4‰), а затем на протяжении около 100 м происходит быстрый рост значений до +10‰ (см. рис. 1). Третья и четвертая пачки свиты, независимо от фациальных особенностей, характеризуются аномально-

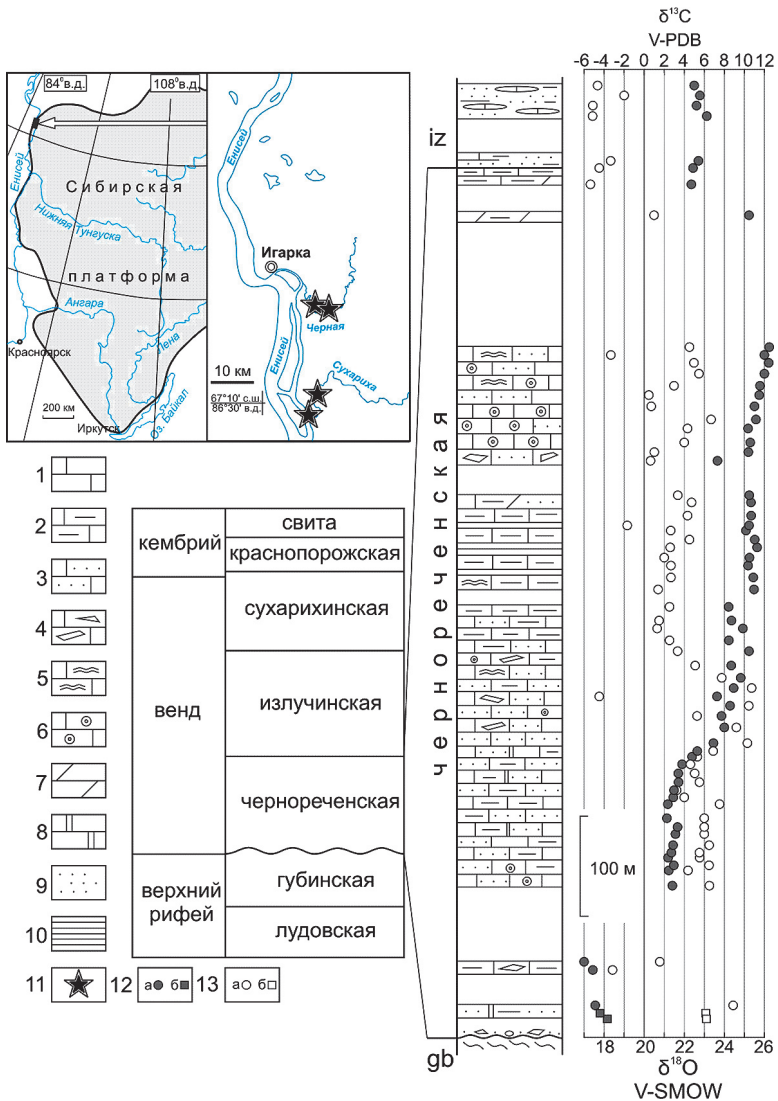


Рис. 1. Литологическая колонка и изотопный состав углерода и кислорода карбонатных пород чернореченской свиты Игарского поднятия.

Условные обозначения: 1–6 – известняки: 1 – микритовые, 2 – глинистые, 3 – песчанистые и запесоченные, 4 – брекчированные и интракластовые, 5 – биоламинитовые, 6 – оолитовые; 7 – мергели; 8 – доломиты; 9 – песчаники; 10 – аргиллиты; 11 – положение изученных разрезов; 12 – значения $\delta^{13}\text{C}$: а – в известняках, б – в доломитах; 13 – значения $\delta^{18}\text{O}$: а – в известняках, б – в доломитах

положительным (до +12.4‰) изотопным составом углерода, который продолжает оставаться таким вплоть до кровли чернореченской свиты, охватывая интервал разреза мощностью свыше 500 м. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в большинстве образцов, за исключением пяти, лежат в интервале 20...26‰ V-SMOW и слабо коррелируются ($r = -0.357$) со значениями $\delta^{13}\text{C}$.

На Сибирской платформе карбонатные породы с подобным аномально-тяжелым (+10‰ и более) изотопным составом углерода до сих пор были известны лишь в ее южной части – в дальнетайгинской серии Патомского прогиба, относимой к нижнему венду (580–640 млн лет) [4]. Их происхождение связывается с биогенным образованием метана в толще осадка и его последующим захоронением в виде газогидратов, приводящим к обогащению воды и осаждающегося из нее карбоната изотопом ^{13}C [3]. Однако по нашим наблюдениям, в чернореченской свите, кроме ее третьей пачки, отсутствуют толщи относительно глубоководного генезиса, которые необходимы для фиксации метана в газогидратной форме, аналогичные выделяемым в дальнетайгинской серии. Другим фактором массового накопления изотопно-тяжелых карбонатов могут являться эпизоды морской аноксии в позднем криогении и в эдиакарии, влияние которой могло усиливаться в частично изолированных эпиконтинентальных бассейнах [5]. Предыдущие оценки возраста чернореченской свиты на основе микрофитолитов и другой проблематики лежали в диапазоне от среднего рифея до позднего венда [1]. Полученные первые С-изотопные данные могут существенно сузить эти рамки. Вероятно, крупный перерыв в подошве чернореченской свиты может быть сопоставлен с основанием вендского комплекса Сибирской платформы в наиболее полных разрезах, и датирован не древнее 640 млн лет.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 20-05-00101 и 19-05-00427.

Литература

1. Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. Т. 1. Медвежьинская и чернореченская свиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. 123 с.

2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

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

4. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О, Sr и S в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.

5. Cui H., Kaufman A., Peng Y., Liu X.-M. et al. The Neoproterozoic Huttenberg $\delta^{13}\text{C}$ anomaly: Genesis and global implications // Precambrian Res. 2018. V. 313. P. 242–262.

**В.В. Крупская^{1,2}, С.В. Закусин^{1,3}, О.В. Доржиева¹,
И.А. Морозов¹, Е.А. Тюпина⁴**

Исследования глинистых минералов для решения фундаментальных и прикладных задач

Глинистые минералы встречаются практически во всех геологических объектах, формируются в очень разные условиях, за счет чувствительности к изменению внешней среды (состава поровых вод, температуры, давления и др.) легко могут испытывать преобразования структуры. Поиск глинистых минералов в осадочных отложениях Марса являлся одной из важнейших научных задач, так как их обнаружение является доказательством присутствия воды на поверхности планеты в прошлом и значит, может говорить о возможности существования жизни. Глинистые минералы используются в самых разных областях науки и промышленности – от кирпичей, сорбентов и добавок в корм животным, до батарей «умных домов», нанокompозитов для авиационной и космической промышленности, изоляционных смесей в атомной отрасли, при изоляции радиоактивных отходов и выводе из эксплуатации ядерно- и радиоационноопасных объектов.

Можно с уверенностью утверждать, что глинистые минералы могут ответить на огромное множество вопросов, однако к их изучению необхо-

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

² Институт проблем безопасного развития атомной энергетики (ИБРАЭ) РАН, Москва, Россия

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

⁴ Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева (РХТУ), Москва, Россия

димо подходить в условиях корректно поставленной задачи, аккуратной выборки образцов, использования самых современных методов получения и обработки данных, проведения максимально детальных исследований состава и строения глинистых минералов, не жалея временных затрат на пробоподготовку и проведение экспериментов.

Минералы группы смектита, в отличие от остальных групп глинистых минералов, в силу особенностей состава и строения отличаются высокими сорбционными и гидроизоляционными свойствами, что обуславливает актуальность изучения их возможных преобразований в техногенных процессах. На основе пород с высоким содержанием минералов группы смектита создают инженерные барьеры безопасности (ИББ) при изоляции радиоактивных отходов (РАО) в приповерхностных и глубинных хранилищах, учитывают при разработке естественных геологических барьеров. Захоронение РАО представляет собой сложную технологическую задачу с необходимостью анализа эволюции окружающей среды и системы естественных и инженерных барьеров на весь период потенциальной опасности отходов, то есть на десятки и сотни тысяч лет.

Большинство современных концепций по изоляции радиоактивных отходов, в особенности, высокоактивных отходов, основаны на применении мультибарьерной системы, в которой бентониты являются одним из важных компонентов ИББ. В настоящий момент в РФ рассматривается концепция строительства пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов в Нижнеканском массиве (Красноярский край), что предваряет создание Подземной исследовательской лаборатории (Exploratory Rock Laboratory In Krasnoyarsk region – ERLIK) с проведением полномасштабных экспериментов.

В силу различных исторических событий, в нашей стране кроме используемых в мировой практике хранилищ РАО существует множество ядерно- и радиоационно- опасных объектов, которые в настоящий момент включены в Федеральную целевую программу – «Ядерная и радиоационная безопасности – ЯРБ-2» и требуют проведения специальных процедур по мониторингу или/и выводу из эксплуатации. Если рассматривать наиболее опасные на настоящий момент захоронения, с разными техногенными условиями, то следует упомянуть следующие.

1) Захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО) в пески-коллекторы, залегающие на глубинах 300–350 м и ограниченные мощными глинистыми горизонтами. Захоронение производилось нагнетанием специально подготовленных жидких РАО через системы скважин по принципу месторождений нефти и газа. Состав нагнетаемых растворов (как правило, кислых) является высокореакционной средой по отношению к составу песков-коллекторов и неминуемо приводит к техногенным изменениям.

2) Твердые РАО (ТРО), захороненные в виде цементных пульп на полигоне Ангарского электролизного химического комбината (АО «АЭХК») в песчаниках, в данное время испытывают воздействие высокощелочных минерализованных грунтовых вод, что может привести к изменению подстилающих и окружающих горных пород и потенциально повысить риск распространения загрязнения.

Таким образом, горные породы и техногенные грунты (глинистые материалы) могут испытывать воздействия растворов высокой минерализации с разным рН, что может потенциально привести к преобразованиям состава и строения глинистых минералов, повлиять на изоляционные свойства горных пород и барьеров безопасности. В настоящем докладе рассмотрены варианты развития техногенных процессов при изоляции радиоактивных отходов в условиях реальных захоронений в кислых и щелочных условиях, а также в ходе лабораторных экспериментов, моделирующих преобразования среды для оценки безопасности глубинных хранилищ РАО.

Результаты исследований основаны на комплексном изучении образцов с использованием современных методов получения и обработки данных (рентгеновская дифракция, инфракрасная спектроскопия, термический анализ, различные методы химического анализа и т.д.). Проявления процессов техногенного воздействия показаны на рис. 1.

Проведенные исследования преобразования глинистых минералов в условиях техногенного воздействия позволили заключить следующее.

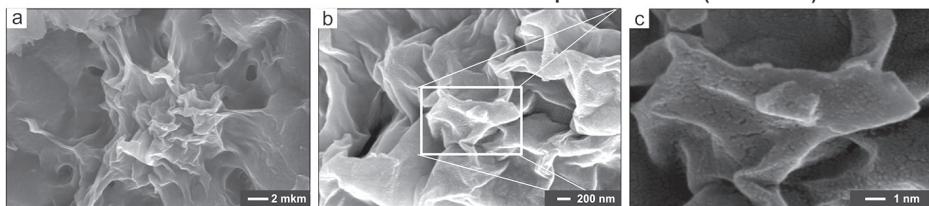
В ходе экспериментов по воздействию растворов кислот было выявлено, что за счет частичного вымывания октаэдрических (Al, Fe, Mg) и межслоевых (Na, Ca, Mg) катионов происходит модификация 2:1 слоя смектитов, изменение взаимодействия Si-O в составе тетраэдрических сеток, снижение заряда слоя и увеличение микропористости.

Воздействие щелочных растворов, как и ожидалось, не оказало столь же сильного воздействия на состав и строение смектитов, по сравнению с кислыми растворами.

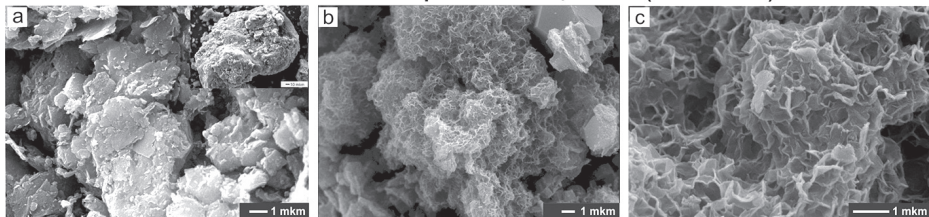
Основным фактором стабильности смектитов в ходе как длительных, так и коротких экспериментов, оказалось не количество изоморфных замещений (в том числе количество изоморфного железа), а строение октаэдрических сеток и особенности локализации ОН-групп. Преобладание цис-вакантных октаэдров обеспечивает высокую стабильность диоктаэдрических смектитов, в то время как преобладание транс-вакантных приводит к более интенсивной их трансформации в присутствии различных растворов за более короткое время.

Техногенные преобразования в песках-коллекторах на полигоне ОАО Сибирский химический комбинат (ОАО СХК) под воздействием закачиваемых кислых растворов выражены в синтезе специфических смектитовых «техногенных» фаз с высокой сорбционной активностью.

I - Техногенный смектит на полигоне захоронения ЖРО (АО «СХК»)



II - Техногенный иллит в районе изоляции ТРО (АО «АЭХК»)



III - Трансформационные преобразования смектита в модельных условиях

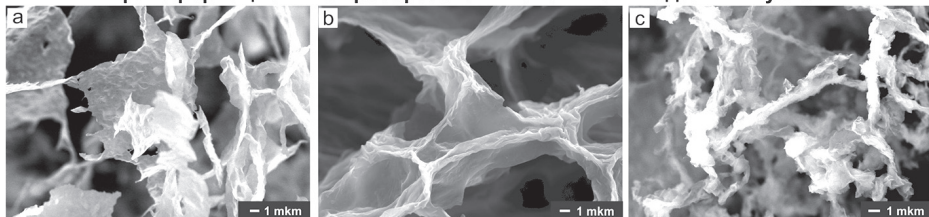


Рис. 1. Формирование техногенных смектитов (I), техногенных иллитов (II: а, б, в – различный масштаб) и преобразование смектита в модельных условиях (III: а – природный бентонит, б – Na-бентонит, в – кислотно-модифицированный бентонит)

В результате преобразования геологической среды на АО «АЭХК» формируются специфические «техногенные иллиты», что потенциально может привести к увеличению пористости песчаников и, как следствие, к увеличению проницаемости и распространению загрязнения.

Полученные результаты свидетельствуют о необходимости внесения корректировок в модели долгосрочной эволюции системы инженерных барьеров пунктов захоронения РАО (ПГЗРО) и могут быть использованы при интерпретации долгосрочных экспериментов, проводимых в РФ и за рубежом, а также должны быть использованы при выборе материала для создания буферного слоя при изоляции РАО в ПГЗРО в Нижнеканском массиве.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда № 16-17-10270, Российского фонда фундаментальных исследований

№ 18-29-12115 и базовой бюджетной темы ИГЕМ РАН. Исследования образцов методами рентгеновской дифракции и сканирующей электронной микроскопии выполнены с применением оборудования, приобретенного в рамках реализации Программы развития Московского университета. Авторы признательны А.А. Зубкову (ОАО СХК), О.В. Шемелиной и А.А. Богуславскому (ИГМ СО РАН) за предоставленные материалы и содействие в проведении исследований.

А.С. Кузнецов¹, О.А. Зуева¹

Генезис, свойства и структура пустотного пространства кремнистых продуктивных отложений берёзовской свиты в пределах Медвежьего мегавала

Продуктивные кремнистые отложения берёзовской свиты позднего мела (сенон) в пределах Медвежьего мегавала являются уникальным, с точки зрения литологических характеристик, генезиса, структуры пустотного пространства, объектом в нефтегазовой геологии.

Для изучения этих отложений был проведен комплекс лабораторных исследований керна, включающий: изучение текстурных характеристик пород на стереоскопе, анализ ихнофаций, микропалеонтологические исследования, исследования пород в петрографических шлифах, рентгено-структурный анализ, растровую электронную микроскопию (в т.ч. микро-рентгеноспектральные исследования).

В результате проведенных исследований было выявлено, что продуктивные отложения березовской свиты представлены породами смешанного глинисто-кремнистого состава, содержащими переменные количества кварца, кристобалита, монтмориллонита и других глинистых и акцессорных минералов.

В разрезе изучаемых отложений выделяются четыре продуктивных пласта: НБ0, НБ1, НБ2, НБ3.

Пласт НБ0 сложен силицитами (спикулово-радиоляриевыми) алевро-песчанистыми глинистыми, пористыми, со следами биотурбации.

Пласт НБ1 представлен 3 литотипами: силицитами (спикулово-радиоляриевыми) алевро-песчанистыми глинистыми; силицитами

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

(спикулово-радиоляриевыми) алевритистыми глинистыми и силицитами (спикулово-радиоляриевыми) глинистыми.

Пласт НБ2 представлен чередованием 3 литотипов: силицитами бактериальными алевро-песчанистыми глинистыми; силицитами бактериальными алевритистыми, глинистыми и силицитами бактериальными глинистыми. Породы пористые и высокопористые, отмечается биотурбация.

Пласт НБ3 полностью представлен силицитами бактериальными глинистыми, алевритистыми. Породы пористые и высокопористые, отмечается биотурбация.

Тектурные особенности пород берёзовской свиты определяются широким развитием следов жизнедеятельности донных животных в первоначальных отложениях. В разрезе идентифицированы две преобладающие разновидности ихнофоссилий, принадлежащие ихнофациям *Planolites* и *Skolithos*, а также сложно диагностируемая группа следов жизнедеятельности. Распределение ихнофаций по разрезу отражает изменение степени рыхлости морских осадков и их обогащения кислородом. В целом обстановка осадконакопления пласта НБ1 была гидродинамически более активная, по сравнению с реконструированной для пласта НБ2.

Силициты берёзовской свиты сложены форменными элементами (спикулы губок, радиолярии, диатомей), минерализованными в разной степени кварцем и кристобалитом, а также тонкочешуйчатой глинисто-кварцевой массой [5]. Эта масса сложена бактериальными биоотложениями (гликокаликсом), которые замещены глинистыми минералами, в основном монтмориллонитом. На поверхности биоотложений размещаются корочки микрокристалликов кварца толщиной 0.10–0.25 мкм. Стенки форменных элементов, как правило, выполнены минерализованными кристобалитом коккоидными бактериями размером от 2 до 5 мкм [2, 3].

В разрезе наблюдается дифференциация по содержанию форменных элементов в породах. В пласте НБ0 значительно сокращается содержание спикул губок, радиолярий [1] и диатомей, по сравнению с нижележащими отложениями пласта НБ1, в котором вся основная масса породы представлена остатками кремнистых организмов. Такие изменения коррелируются с количеством кристобалита. В пласте НБ0 его существенно меньше, чем в пласте НБ1. По-видимому, это связано с тем, что выделение кристобалита приурочено, в основном, к стенкам форменных элементов, которых в пласте НБ0 меньше.

Породы пласта НБ2 в основном сложены бактериальными минерализованными биоотложениями, содержащими существенное количество органического углерода, сорбированного на глинистых минералах. Кварцевая составляющая пород нижнего пласта представлена мелкими (<0.25 мкм) кристаллами кварца, растущими на глинистых биоотложениях. Содержание

форменных элементов в пласте резко понижено по сравнению с пластом НБ1. Кристобалитовая составляющая здесь практически отсутствует. Породы пласта НБ3 в целом сходны по своим характеристикам с породами пласта НБ2, но содержание глинистой компоненты в них значительно выше.

В исследованных образцах отмечаются многочисленные пустоты, различные по форме, размерам и генезису. Распределение пустот в объеме породы в значительной степени контролируется интенсивностью и типом биотурбации [4]. Наиболее пористые участки приурочены непосредственно к ходам илоедов.

В пустотном пространстве пласта НБ0 ведущую роль играют ячеистые пустоты между бактериальными биопленками, размеры которых составляют 5–7 мкм. В основании пласта появляются прослои со значительным количеством форменных элементов и, соответственно, здесь возрастает количество внутрiformенных пустот. Эти пустоты выполнены кристобалитом, а в некоторых из них встречаются кристаллы цеолитов.

Пустотное пространство пород, слагающих пласт НБ1, представлено преимущественно внутрiformенными пустотами, с размерами от 10–15 до 150 мкм (внутри спикул губок, остатков радиолярий, диатомей). Стенки внутрiformенных пустот выполнены кристобалитом и, как правило, микропористые. Размеры микропор составляют доли микрона. Между редкими бактериальными пленками отмечаются ячеистые пустоты, размером не более 5–7 мкм.

В пласте НБ2 внутрiformенные пустоты существенной роли не играют, а основным типом пустотного пространства являются ячеистые пустоты между бактериальными пленками. При движении вниз по пласту НБ2 возрастает кварцевая составляющая и уменьшается глинистая.

В образцах из нижнего пласта НБ3 количество пустот сокращается по сравнению с вышележащими пластами. Размеры пустот не превышают 5 мкм.

Нижележащие отложения представлены аргиллитами алевро-кремнистыми и алевро-глинисто-кремнистыми породами. В них отмечаются щелевидные пустоты между глинистыми агрегатами. Размер пустот изменяется от 5 до 15 мкм.

Таким образом, седиментация в поздне меловом бассейне была обусловлена накоплением кремнистого и глинистого вещества в осадках с богатым бактериальным биоценозом, в той или иной степени обогащенных остатками планктона с опаловым скелетом и спикулами кремневых губок.

Присутствие в породах значительного количества смектитов (монтмориллонит) и цеолитов (клиноптилолит и гейнландит) свидетельствует о возможном массовом преобразовании пирокластического материала,

поставлявшегося в бассейн в периоды поздне меловой вулканической активизации.

Пустотное пространство глинисто-кремнистых пород сенона представляет собой сложную иерархически соподчиненную систему, формирование которой обусловлено комплексом факторов, включающих структуру, текстуру пород, их минеральный состав.

Литература

1. Астафьева М.М., Гептнер А.Р., Герасименко Л.М. и др. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН, 2011. 173 с.
2. Афанасьева М.С., Амон Э.О. Радиоларии. М.: ПИН РАН, 2006. 320 с.
3. Гордова В.С., Сапожников С.П., Сергеева В.Е., Карышев П.Б. Основы биосилификации // Вестник Чувашского университета. 2013. № 3. С. 401–408.
4. Карымова Я.О. Литолог-емкостная модель пустотного пространства нанокolleкторов нижнеберезовской подсвиты севера Западной Сибири // Экспозиция Нефть Газ. 2018. № 3. С. 20–24.
5. Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

В.Г. Кузнецов^{1,2}

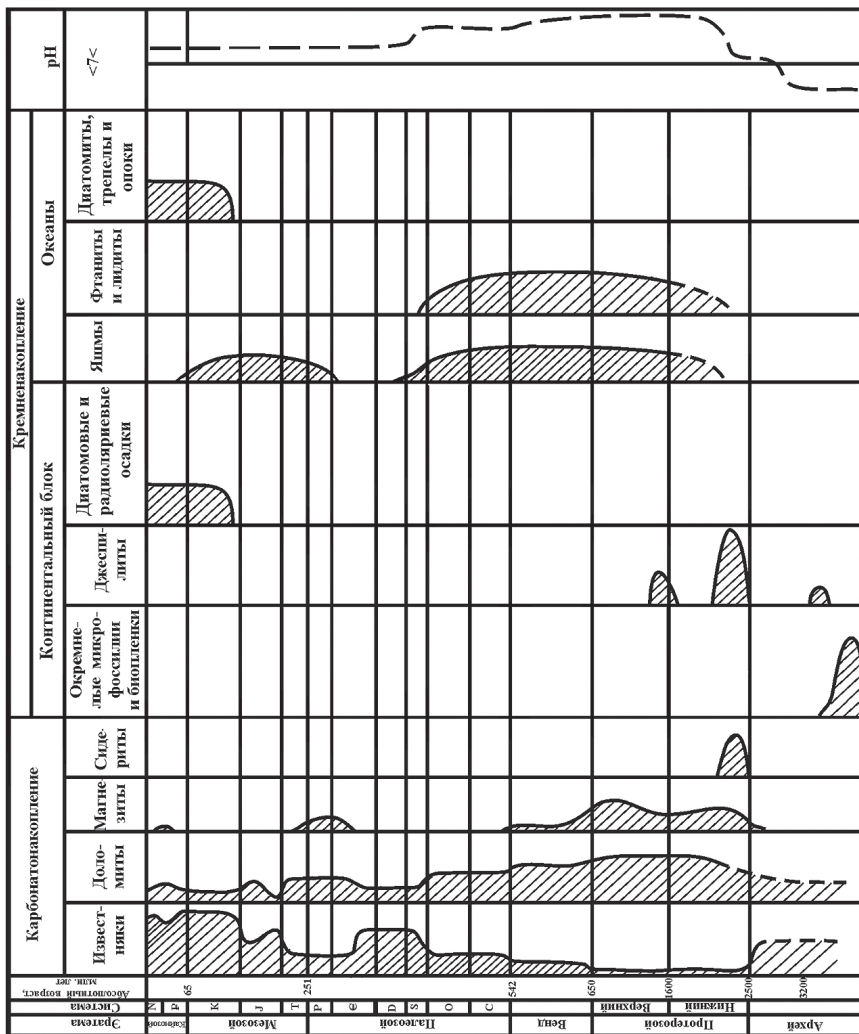
Изменение состава карбонатных и кремнистых пород в геологическом разрезе, как отражение эволюции геохимических условий в геологической истории

В начале XX века, до становления литологии как науки об осадочных породах, было установлено, что в геологической истории происходило последовательное сокращение образования доломитов и смена их известняками. К восьмидесятым годам прошлого столетия это положение, по крайней мере для неогоя, получило количественное подтверждение [3]. Примерно в это же время было показано, что определенным образом изменялось и формирование кремнистых пород разного типа, и, что важно, в разных геотектонических обстановках [4, 5] (рис. 1).

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

² Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

Рис. 1. Распределение в стратиграфическом разрезе карбонатных пород разного состава и кремнистых разного типа отражает изменения в геологической истории кислотно-щелочных обстановок: от кислых в архее – к щелочным в протерозое, и к нейтральным и слабо щелочным в фанерозое



Для архея материалы по распространению карбонатных пород разного состава, равно как и кремнистых пород разного типа достаточно разрознены, однако общая картина, по крайней мере на качественном уровне, достаточно определенная. В это время, по данным О.М. Розена [2], преобладали карбонаты кальциевого состава, ныне глубоко метаморфизованные. Принципиальным является развитие, по крайней мере с 3.5 млрд лет, строматолитов кремнистого состава, кремнистых сланцев и кварцитов, в том числе в составе джеспилитов и присутствие в них карбонатов железа (руды типа Алгола)

Кардинальные изменения произошли в начале протерозоя, в сидерии. В широко распространенных в это время железистых кварцитах наряду с гематит-магнетитовыми рудами присутствуют карбонаты железа в виде сидерита и сидероплезит [1].

Протерозой в целом характеризуется если не преобладанием, то широким развитием доломитов и мощных толщ магнетитов.

В фанерозое происходило последовательное, хотя и не линейное сокращение массы доломитов и замещение их известняками.

Сложнее картина распределения кремнистых пород. В океаническом секторе со второй половины протерозоя с некоторыми перерывами почти до кайнозоя формировались яшмы, со второй половины протерозоя до девона – обогащенные органическим веществом кремнистые сланцы – лидиты, фтаниты [4], а с конца мезозоя – диатомовые и радиоляриевые осадки. В континентальном секторе периодически возникали несколько обогащенные кремнеземом глинистые и карбонатные толщи, но собственно кремнистые комплексы практически отсутствовали. Со второй половины мела началось формирование опоковой формации.

Состав пород архея позволяет предполагать нейтральные или очень слабо щелочные обстановки водоемов, где и формировались карбонаты кальция и частично железа.

Своеобразные и, видимо, пестрые обстановки существовали в начале протерозоя. Появление и массовое развитие фотосинтезирующих организмов, и прежде всего цианобактерий, определило «великое окислительное событие» – относительно быстрое, а главное, массовое появление свободного кислорода. Событие это, однако, было не повсеместным и, по видимому, было ограничено водоемами, причем скорее всего проявилось не во всех, а главное – не по всей водной толще. На суше, при отсутствии озонового слоя и соответственно какой-либо жизни, геохимическая обстановка определялась только абиогенными причинами, а именно, наличием кислых дымов – продуктов первичного архейского вулканизма, что создавало кислые среды. Последнее определило чисто химическое выветривание архейских магматических пород, основных по минеральному составу. При этом в условиях кислой восстановительной обстановки железо

образовывало растворимые формы, и миграция осуществлялась в виде растворов. При поступлении в водоемы, где среды были менее кислыми, а частично и окислительными, формировались карбонатные, а местами, возможно, также оксидные руды. На суше обедненные железом и кремнеземом остаточные продукты представлены ныне высокоглиноземистыми кристаллическими сланцам. Так, южноафриканская надсерия Трансвааль включает железорудную формацию Курумар и глинистые обогащенные алюминием сланцы с диаспором Гамахаанской толщи. Примером других остаточных продуктов этого, повторим, химического до-биогенного выветривания являются кварцевые песчаники архея.

Массовое развитие автотрофов, прежде всего цианобактериальных форм и, соответственно, утилизация CO_2 создали в водоемах протерозоя щелочные обстановки, что, в свою очередь, определило преимущественное формирование магнезиальных карбонатов.

С начала фанерозоя появление и широкое, практически взрывное развитие высокоорганизованных организмов – генераторов углекислоты, несколько изменило геохимическую обстановку, которая в целом стала слабощелочной, а в кайнозойе – практически нейтральной. Это и зафиксировано последовательной сменой доломитов известняками.

Интересно отметить еще два рубежа развития кремнистых пород, которые фиксируют важные геохимические, а точнее, видимо, биохимические рубежи.

Прекращение образования углеродистых кремнистых сланцев к девону синхронизируется с колонизацией организмами суши. Не исключено, что это вызвало определенное перераспределение питательных веществ между морской и континентальной биотой с сохранением общего баланса нутриентов.

Второй момент. В меловой период появились покрытосеменные растения, которые создали тропические леса с их огромной продуктивностью и, соответственно, генерацией органических кислот. Последнее обусловило интенсивное развитие уже не химического, а биохимического выветривания, по сути дела становление латеритного выветривания. Следствием этого процесса стал вынос в мировой океан огромных масс кремнезема. Это инициировало развитие организмов с кремневой функцией – диатомей и радиолярий и, как следствие, вызвало образование соответствующих осадков в океанах и формирование опоковой формации на континентальном блоке.

Подобные организмы обитали в меловых морях не только бореального, но и достаточно теплого климата с преобладающим карбонатонакоплением. Поэтому в ряде случаев, в частности на Ближнем Востоке – в Ливане и Израиле, карбонатные отложения этого возраста содержат многочисленные конкреции кремней.

Литература

1. Бергман И.А. Железо-кремнистый литогенез раннего докембрия. М.: ВИМС, 2013. 343 с. (Минеральное сырье № 28)
2. Розен О.М. Наблюдаемые признаки первичных осадков и условия раннего литогенеза в истории Земли // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: мат. 6-го Всеросс. литол. сов. (Казань, 26–30 сентября 2011 г.) Т. 2. Казань: Казанский ун-т, 2011. С. 173–176.
3. Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование) М.: Наука, 1993. 144 с.
4. Хворова И.В. Основные черты эволюции кремненакопления в фанерозое // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. С. 111–120.
5. Холодов В.Н. Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Отв. ред. В.Н. Холодов, В.И. Седлецкий. М.: Наука, 1987. С. 6–43.

**Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Шацилло², Т.В. Романюк²,
А.А. Колесникова¹, А.С. Дубенский^{1,3}, В.С. Шешуков¹,
С.М. Ляпунов¹, Д.В. Московский^{1,3}**

Первичные источники циркона в обломочных породах неопротерозойских и нижнепалеозойских толщ Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа)

В расположенной к северу от Ангары части Енисейского кряжа (в Заангарье) выделяется несколько продольных тектонических зон. Самую восточную из них именуют Восточно-Ангарской зоной [3], или Восточно-Ангарским террейном [1]. В строении неопротерозойских и кембрийских толщ Восточно-Ангарской зоны на разных стратиграфических уровнях участвуют обломочные породы. Толщи нижнего неопротерозоя считаются образованиями пассивной континентальной окраины Сибири [1, 7]; толщи верхнего неопротерозоя рассматривают как молассу средне-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

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

позднеопротерозойского орогена, реликты которого представлены в современной структуре Заангарья. При этом нижнекембрийская (или верхневендско-нижнекембрийская [5]) лебяжинская свита и залегающая выше верхнекембрийская эвенкийская свита интерпретированы как фрагменты чехольного комплекса Сибирской платформы (СП), сопряженной с ней с запада Приенисейской части Западно-Сибирской плиты, а также комплекса, перекрывающего структуры средне-позднеопротерозойского орогена Заангарья.

Ранее были получены возрасты зерен детритового циркона (dZr) из (в порядке от древних к молодым) погорюйской [7], лопатинской [2], карьерной, чивидинской, немчанской [9] и эвенкийской [6] свит Восточно-Ангарской зоны. Анализ этих данных позволил сделать вывод о том, что коренными источниками dZr песчаников, начиная от погорюйской и до немчанской свиты включительно, были преимущественно архейско-раннепротерозойские кристаллические комплексы фундамента СП, а песчаники эвенкийской свиты содержат продукты размыва эдиакарско-кембрийских кристаллических комплексов, сформированных на соответствующих этапах эволюции сопряженных с СП элементов структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Мы представляем первые результаты U-Pb-изотопного датирования зерен dZr, выделенных из песчаной составляющей пород нижнекембрийской лебяжинской свиты Восточно-Ангарской зоны Заангарья. Один из разрезов лебяжинской свиты фрагментарно обнажен по берегам р. Тея, в пространстве от одноименного поселка и далее вниз по течению до серии островов, расположенных в 4 км выше устья р. Нойбы, и сложен, преимущественно, серыми неравномерно доломитовыми известняками. В верхней части разреза присутствует пачка кремневых песчаных строматолитовых известняков, местами переходящих в существенно кварцевые средне-грубозернистые песчаники с обильным карбонатным цементом. В одном из обнажений в средней части этого разреза на поверхности одного из слоев белых доломитовых известняков нами обнаружены остатки трилобита, которые, по мнению ознакомившегося с ними И.В. Коровникова (ИНГГ СО РАН, Новосибирск), представляют собой гипостому трилобита – элемент строения нижней части головы трилобита. По этой находке практически невозможно определить трилобита. Однако сам факт этой находки может указывать на то, что накопление толщи происходило не раньше атдабанского века.

Проба K13-146 отобрана (60°26'16.15" с.ш.; 92°35'53.57" в.д.) из известковистых песчаников, чередующихся с песчанстыми строматолитовыми известняками, которые обнажаются в пологозалегающем фрагменте разреза свиты, на правом берегу р. Тея, сразу ниже устья руч. Малая Сибирячка. Из этой пробы выделено большое количество зерен dZr, которые

были имплантированы в оксидные шашки (шашки KNB4 и KNB5) и шлифованы примерно до середины поперечного размера зерен. Их U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS) выполнено в университете Маккуори, Сидней, Австралия (М) – 25 анализов и в ГИН РАН (Г) – 84 анализа. Пробоподготовка, выделение dZr, описание аппаратуры, технология измерений, а также методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [4, 8]. Калибровка изотопных измерений проводилась по стандарту **GJ-1**. Качество анализа оценено путем последовательного измерения dZr и контрольных стандартов: в ГИН РАН – **91500** и Plesovice (**PI**), а в университете Маккуори – еще и TEMORA (**T**), MUD-TANK (**MT**) и **OG1**. Для стандартов в ходе измерений получены следующие среднеарифметические оценки возраста ($\pm 1\sigma$) **GJ-1** (Г) = 600,6 \pm 6,7 (n = 56), **91500** (Г) = 1067 \pm 19 (n = 10), **PI** (Г) = 335 \pm 4 (n = 6), **GJ-1** (М) = 602,4 \pm 5,9 (n = 56), **T** (М) = 417 \pm 5 (n = 7), **OG1** (М) = 3444 \pm 8 (n = 5), **MT** (М) = 734 \pm 8 (n = 22), **91500** (М) = 1071 \pm 11 (n = 22) млн лет. Все возрастные оценки в пределах ошибки из-

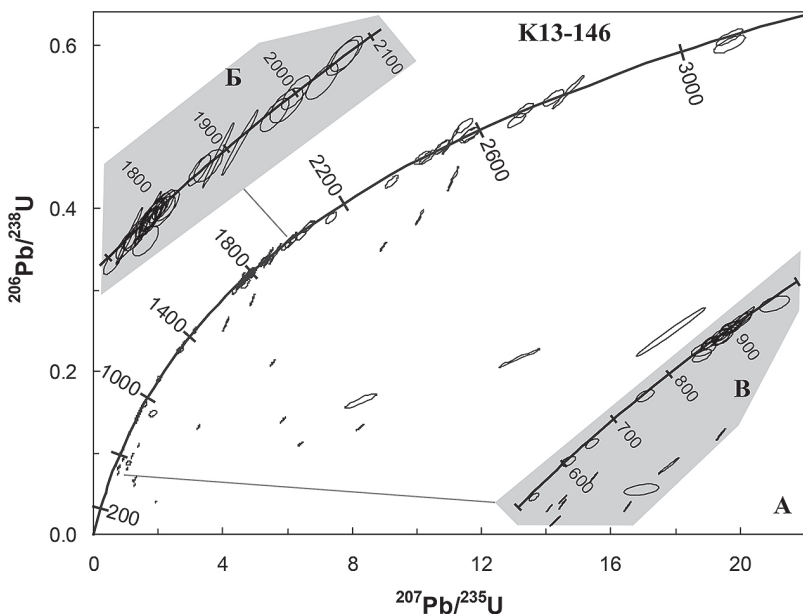


Рис. 1. Диаграмма с конкордией результатов изучения U-Pb изотопной системы детритовых цирконов из пробы K13-146 (n = 119). Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений. В виде серых врезок показаны увеличенные фрагменты конкордии

мерения согласуются с аттестованными для этих цирконовых стандартов значениями возраста.

U-Pb-изотопная система dZr из песчаников пробы K13-146 изучена в 119 зернах (рис. 1). Анализы с дискордантностью $D > 10\%$ исключены из рассмотрения. Оставшиеся 68 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) (рис. 2). Максимальный полученный возраст равен 3100 ± 7 млн лет ($D = 2.0\%$), минимальный – 605 ± 7 млн лет ($D = 4.0\%$). На КПВ получены три ярких пика, поддержанные более чем 3 датировками: 879, 1782 и 2507 млн лет. Такой диапазон возрастов dZr, как нами было показано ранее [2, 7 и др.], вполне типичен для обломочных пород неопротерозойских толщ Заангарья и указывает на то, что основной первичный источник dZr такого возрастного диапазона – это кристаллические комплексы фундамента СП. При этом ранее было показано [6], что dZr с возрастными позднего неопротерозоя и самого начала палеозоя массово появляются лишь в породах верхнекембрийской эвенкийской свиты.

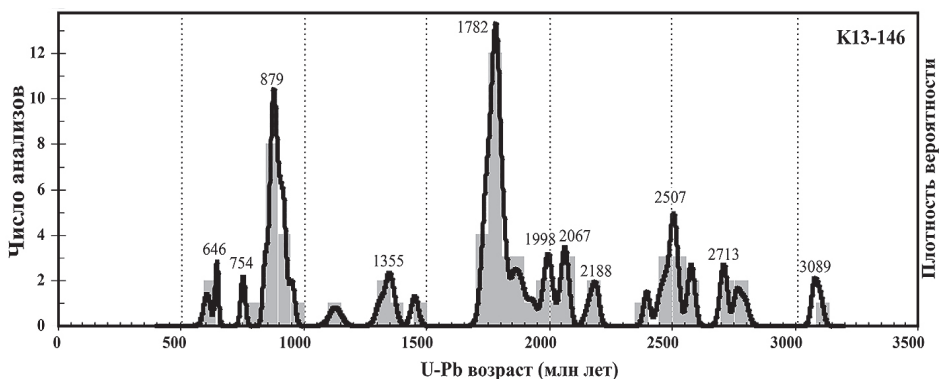


Рис. 2. Гистограмма и кривая плотности вероятностей возрастов dZr из пробы K13-146

Таким образом, в Заангарье стратиграфический диапазон толщ, содержащих dZr, первичными источниками которых могли быть преимущественно кристаллические комплексы фундамента СП, расширен по нижний кембрий включительно. Это означает, что вплоть до раннего кембрия и в течение него позднеопротерозойские граниты и метаморфические образования, распространённые сейчас в некоторых районах Заангарья, не играли существенной роли в поставке детритного материала. А это косвенно подтверждает высказанное нами предположение

о том, что формирование позднепротерозойских комплексов и структур, представленных сейчас в Заангарье, происходило без существенного влияния процессов, характерных для коллизионно-аккреционного орогенеза.

Исследования выполнены в соответствии с планом Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет РФФИ (№19-05-00794).

Литература

1. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геол. и геофиз. 2016. Т. 57. № 1. С. 63–90.

2. Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В. и др. Первые данные об изотопных U/Pb-возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда-кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа) // ДАН. 2018. 479. 1. 49–53.

3. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

4. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. 2. С. 3–15.

5. Покровский Б.Г., Буякяйте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 197–221.

6. Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Шаццло А.В. и др. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 230–232.

7. Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Погорюйская свита протерозоя Енисейского Кряжа: возраст и источники сноса по данным U-Pb- датирования обломочных цирконов // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

8. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. Р. 1–37.

9. Priyatkina N, Collins W.J., Khudoley A.K. et al. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.

Н.К. Кулагина¹, В.А. Лошкарева¹

Цианобактериальные доломиты и магнезиты в высокощелочных бассейнах раннего венда Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз

Вендские отложения на территории Сибирской платформы представлены терригенными и карбонатными, преимущественно доломитовыми породами. К этим отложениям приурочены многочисленные залежи углеводородов, открытые на территории Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз. В связи с этим исследования генезиса и свойств карбонатных пород венда представляют крайне актуальную задачу.

В период трансформации вендских терригенных бассейнов Сибирской платформы в карбонатные, на территории сводовых частей Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз установились весьма специфические условия осадконакопления. Отложения, сформировавшиеся на этой территории в ранневендское время, представлены комплексом доломитовых, доломито-магнезитовых и сульфатно-доломитовых пород. Существенную роль в образовании этих пород сыграли различные формы цианобактериальных образований. В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы в отложениях ербогаченского горизонта цианобактериальные образования представлены столбчатыми формами строматолитов и бактериальными матами. Значительно в менее яркой форме цианобактериальные биоценозы этого периода представлены в отложениях оскобинской свиты венда в пределах Байкитской антеклизы.

Формирование пород ербогаченского горизонта происходило в условиях резкой аридизации климата, в мелководном бассейне с достаточно активным привносом обломочного материала, о чем свидетельствует присутствие в составе горизонта прослоев, обогащенных зернами кварца песчаной и алевритовой размерности. Чередование в разрезе комковато-

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия, kulagina.n@gubkin.ru, loshkareva.v@gubkin.ru

сгустковых пород с биогермными строматолитовыми свидетельствует о дифференциации условий осадконакопления и их смене от достаточно гидродинамически активных к относительно спокойным [1].

Одним из специфических литотипов оскобинской свиты венда являются так называемые оскобиты, представляющие собой, с формальной точки зрения, доломиты разнокристаллические с терригенно-глинистой примесью, как правило, существенно сульфатизированные. Оптические исследования позволили установить, что эти породы представляют собой смешанные алевро-карбонатно-глинистые образования, в которых значительную долю составляют крупные (до 3 мм) идиоморфные кристаллы доломитов в алевро-глинистом матриксе, который часто образует вокруг них текстуры облекания.

В таких кристаллах доломита отчетливо выражена центральная часть, которая выглядит как ядро кристаллизации, а на самом деле, представляет собой реликты бактериальных образований.

Эти образования сформированы грамотрицательными сульфатредуцирующими экстремально алкалофильными бактериями, способными диссимиляторным путем восстанавливать сульфаты с образованием H_2S [3, 4]. В периплазматическом пространстве сульфатредуцирующих бактерий происходило накопление ионов Ca и Mg, которые, вступая в химическую реакцию с CO_2 , способствовали образованию доломита в ходе своей жизнедеятельности.

Широко развитые строматолитовые образования на Непско-Ботуобинской антеклизе, по-видимому, способствовали ошелачиванию бассейна в результате извлечения CO_2 в процессе фотосинтеза, а также интенсивной генерации кислорода, который, поступая в морской бассейн, помогал осаждению магнезита [2].

Формирование бассейнов происходило в условиях резкой аридизации климата, что определяло широкое развитие сульфатных и сульфатно-доломитовых пород. Такие породы широко развиты как в отложениях ербогаченского горизонта, так и в отложениях оскобинской свиты. Повышению солёности бассейнов способствовали их мелководность и частичная изоляция. Интересной особенностью вендских карбонатных отложений являются единичные скопления манганопектолита, уитморита, бёрнессита. По мнению Я.Э. Юдовича, присутствие ионов марганца в бассейне является дополнительным благоприятным фактором для формирования седиментационных доломитов [2].

Таким образом, на территории сводовых частей Непско-Ботуобинской и Байкитской антеклиз в ранневендское время формировались частично изолированные осолоненные щелочные бассейны, в которых происходило активное осаждение цианобактериальных доломитовых и доломито-магнезитовых образований. В результате активного проявления вторич-

ного выщелачивания и доломитизации в них сформировалось пустотное пространство, параметры которого определяют фильтрационно-емкостные характеристики продуктивных отложений, приуроченных этому стратиграфическому интервалу.

Литература

1. *Гринсмит Дж.* Петрология осадочных пород. М.: Мир. 1981.
2. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Минеральные индикаторы литогенеза Сыктывкар: Геопринт, 2008. (Электронный ресурс)
3. *Van Lith Y.* The role of sulphate-reducing bacteria in dolomite formation: Diss. ... d-r of nat. sci. Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 2001.
4. *Van Lith Y., Warthmann R., Vasconcelos C., McKenzie J.A.* Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation // *Sedimentology*. 2003. V. 50. P. 237–245.

**И.В. Латышева¹, А.В. Шацлло², Д.В. Рудько²,
И.В. Федюкин²**

Условия образования типичных структур в постгляциальных венчающих карбонатах кумах-ухахской свиты (неопротерозой западного склона Алданского щита)

Термин «teepee-structure» впервые был предложен в 1950 году Адамсом и Френзелем для описания складок, похожих по виду на жилище американских индейцев, в карбонатных породах пермского возраста, слагающих барьерный риф Капитан (горы Гвадалупа, Мексика) [4]. Типичные структуры представляют собой антиклинальные складки в карбонатных породах, охватывающие один или несколько слоев, и являются типичными для «венчающих карбонатов» («cap-carbonates») – специфических карбонатных секвенций, перекрывающих ледниковые отложения позднего неопротерозоя [3].

В литературе описаны типичные складки размером от первых десятков сантиметров до первых метров, встречающиеся в породах различного возраста (от неопротерозойского до четвертичного). Мощность дефор-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

мированных слоев составляет от 20–40 см в мелких складках до 3–4 м в некоторых крупных складках.

Для образования типа-складок предлагаются различные механизмы: 1) цементация и растрескивание поверхностного слоя осадка в пределах литоральной зоны; 2) смятие отдельных прослоев в результате кристаллизации минералов в матриксе породы; 3) образование параллельных гребневидных складок в результате оползневых процессов; 4) гигантские знаки ряби; 5) выходы газовых струй; 6) сейсмодислокации. Таким образом, термин «типи-структуры» не обладает каким-то определенным генетическим смыслом, так как близкие по морфологии складки описаны в разных обстановках, и им приписываются различные способы образования.

На западном склоне Алданского щита (левый берег р. Сень, 3 км ниже устья р. Урага) обнажается пачка ламинарных доломитовых мергелей кумах-улахской свиты, рассматриваемых как «венчающие карбонаты» неопротерозойского Среднесибирского гляциогоризонта [3], и содержащих складки, интерпретируемые нами как типи-структуры.

Мощность обнаженной части карбонатной пачки на р. Сень менее 2 м, породы залегают субгоризонтально, уровень с типи-складками находится в средней части разреза, размер их – от первых см до 25–30 см.

Доломитовые мергели кумах-улахской свиты образованы тонким чередованием глинисто-карбонатных и карбонатно-глинистых слойков, с разной интенсивностью окрашенных гематитовым пигментом. Основная масса породы сложена микритовым доломитом. В некоторых прослоях встречается небольшое количество (от единичных зерен до 5–10%) алевроитового материала – не окатанных обломков размером до 0.1 мм, среди которых преобладает кварц. Какие-либо признаки активной гидродинамики и мелководья в породах отсутствуют – вероятно, их образование происходило в водоеме озерного типа, а тонкая ламинарная слоистость обусловлена сезонным осадконакоплением.

Присутствующие в разрезе типи-структуры асимметричны, в замках наблюдаются подвороты слоев, что характерно для обстановок сжатия вдоль слоистости. Более карбонатные прослои раздроблены на «блоки», пространство между которыми заполнено существенно глинистым веществом. Там, где обломки карбонатных прослоев контактируют друг с другом, концентрируются зоны растворения, похожие на стилолитовые швы, характерные для деформированных карбонатных пород. Близко к замку складки в породах наблюдаются микронадвиги, дробление слойков и развороты ромбовидных «блоков».

Макроскопически в замке складки заметны системы веерообразных трещин, ориентированных поперек слоистости, которые повторяют морфологию зон растворения, наблюдаемых на микроуровне. Шарниры всех наблюдаемых типи-складок ориентированы субгоризонтально и параллельно

друг другу, в плане оси складок изогнуты. На микроуровне в разных сечениях складки (параллельно и перпендикулярно осевой плоскости) отмечаются схожие особенности строения (фрагментация слоев, микронадвиги и т.д.). В связи с этим нельзя исключать полигональное распространение типи-структур на площади, которое отмечалось в некоторых работах [5].

Перечисленные особенности изученных типи-складок указывают на то, что их образование происходило, вероятно, на стадии седиментации и раннего диагенеза в частично литифицированных породах. Анизотропия среды была обусловлена чередованием более карбонатных – литифицированных, и более глинистых – пористых и водонасыщенных слоев. Глинистые прослои играли роль смазки, по ним соседние карбонатные слойки проскальзывали друг относительно друга, с образованием зон микронадвиг, а ромбовидные фрагменты слоев поворачивались и «растаскивались».

Раздробленные, сильно деформированные слойки перекрываются осадком, мягко облегающим складку, иногда полностью ее сглаживающим, что указывает на импульсный характер деформаций, при котором периоды сжатия чередовались с периодами «спокойствия».

Моделирование складок различной морфологии [1] показывает, что складки подобного типа, с полигональным распространением по площади, образуются при двустороннем сжатии, приложенном в перпендикулярных направлениях.

С учетом обстановок осадконакопления «венчающих карбонатов» кумах-улахской свиты, особенности изученных типи-структур не находят убедительного объяснения их формирования ни одним из приведенных выше механизмов. Вероятно, образование изученных типи-структур происходило в частично литифицированных породах, на стадии седиментации и раннего диагенеза, и было связано с тангенциальным сжатием, ориентированным в двух перпендикулярных направлениях, действовавшим импульсно.

Конседиментационные складки с частично сохранившейся первоначальной слоистостью могут являться результатом так называемой гидропластической деформации, которая характеризуется значительным стрессом при относительно низком давлении порового флюида [7] и интерпретируется некоторыми авторами как результат очень слабо проявленных сейсмических процессов [6].

Принимая во внимание, что в северной части постледникового ранневендского Патомского бассейна установлена высокая палеосейсмичность [2], которая оказала влияние на формирование баракунской свиты (возрастного аналога кумах-улахской свиты), нельзя исключить влияние палеосейсмических событий и на формирование типи-складок в постледниковой пачке кумах-улахской свиты.

Исследования проведены в рамках темы государственного задания ГИН РАН № 0135-2019-0073.

Литература

1. *Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф.* Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М.: Недра, 1974. 120 с.
2. *Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 5. С. 459–472.
3. *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. Геол. института. Вып. 611)
4. *Adams J.E., Frenzel H.N.* Capitan barrier reef, Texas and New Mexico // J. Geol. 1950. V. 58. P. 289–312.
5. *Assereto R., Kendall C.G.* Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias // Sedimentology. 1977. V. 24(2). P. 153–210.
6. *Ettensohn F.R., Zhang C., Gao L., Lierman R.T.* Soft-sediment deformation in epicontinental carbonates as evidence of paleoseismicity with evidence for a possible new seismogenic indicator: Accordion folds // Sediment. Geol. 2011. V. 235. P.222–233.
7. *Lowe D.R.* Water escape structures in coarse-grained sediments // Sedimentology. 1975. V. 22(2). P. 157–204.

М.Г. Леонов¹

Хаотические комплексы пород (микститы): типизация, значение для геодинамических построений и новые разновидности

Постановка доклада связана с двумя обстоятельствами: 1) воздать дань памяти замечательному ученому и человеку – Ирине Васильевне Хворовой, одним из научных интересов которой было изучение флиша и олистостромов; 2) еще раз обратить внимание на особый класс седиментационных образований, отражающий в своем составе и строении взаимодействие и парагенетическое единство разнородных геологических процессов.

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

Внешняя оболочка земной коры – стратисфера – характеризуется двумя фундаментальными свойствами: слоистой структурой и латеральной фациальной изменчивостью слагающих ее образований. Первое свойство отражает последовательность и историческую периодизацию процессов осадконакопления. Второе – пространственную смену условий накопления осадочных и вулканогенных отложений. Именно на этих двух «китах»: слоистости и фациальной изменчивости базируется главный метод геологической науки – историко-геологический, и именно эти два основных свойства являются базой пространственно-временных реконструкций развития стратисферы Земли. Однако среди вулканогенно-осадочных отложений известны образования, которые не подчиняются указанным закономерностям. Это так называемые хаотические комплексы пород – микститы (от mixture – смесь), которые и будут предметом рассмотрения.

Микститы (от mixture – смесь) – грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки массы (матрикса); несортированные и нестратифицированные. Термин предложен Л. Шермерхорном (1966) и употреблялся для обозначения хаотических комплексов Н.М. Чумаковым, С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой, С.Д. Соколовым, М.Г. Леоновым и мн. др. [1, 2].

В образовании микститов принимают участие четыре разновидности процессов: тектонические, гравитационные, ледниковые и магматические, которые ответственны за: 1) формирование кластического материала и 2) перемещение кластического материала в пространстве. В соответствии с этим выделены *моногенные микститы*, механизмы формирования кластики которых и ее перемещения в пространстве одинаковы, и *гетерогенные микститы*, механизмы формирования кластики которых и ее перемещения в пространстве различны. К первой разновидности хаотических комплексов относятся микститы тектонические (меланжи, тектонические брекчии), гравитационные (олистоостромы *sensu stricto*, обвалы, оползни, франы, сели), ледниковые (тиллиты), магматические (эруптивные брекчии). Ко второй разновидности относятся микститы тектоно-гравитационные, ледниково-гравитационные (аллотиллиты) вулканогенно-гравитационные (лахары). У микститов второй разновидности механизмы образования кластогенного материала различны, а механизм переотложения един и связан с гравитационными процессами. Каждый из типов микститов обладает признаками (или отсутствием таковых), свойственными всему классу хаотических образований, а также набором специфических, свойственных только данному типу характеристик, которые позволяют идентифицировать их в разрезе стратисферы.

Хаотические комплексы знаменуют собой различные стороны геологической эволюции стратисферы, и их изучение позволяет восстанавливать многие аспекты осадочных и тектонических процессов. Прежде всего, изучение хаотических комплексов и их типизация позволяют восстанавливать обстановки осадконакопления и роль различных факторов (климатических, тектонических и пр.) в осадочном процессе или в геодинамической обстановке того или иного региона. Это положение хорошо иллюстрируется на примере тектоно-гравитационных микститов, которые

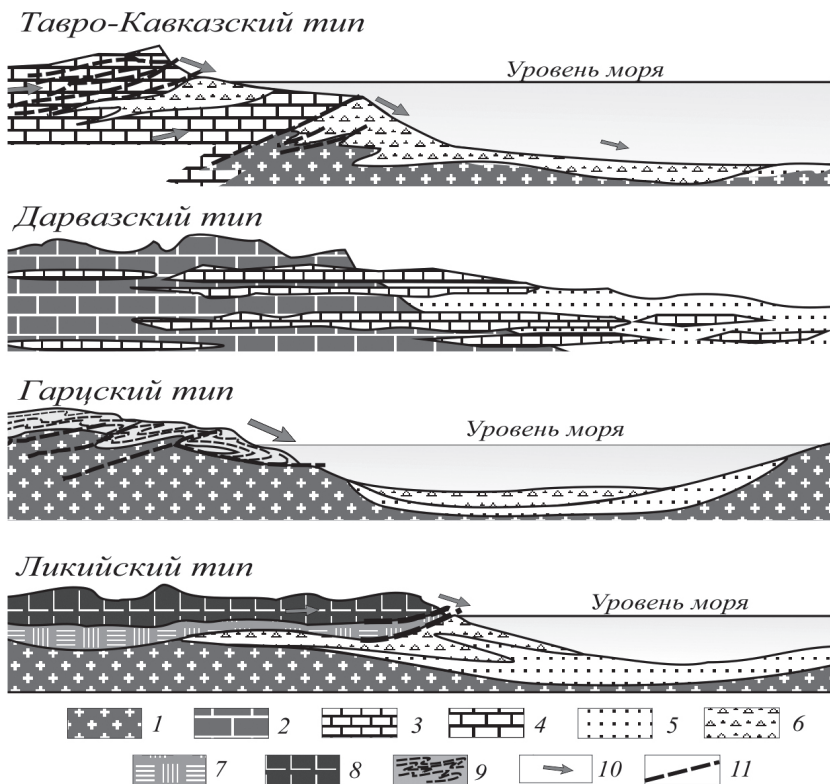


Рис. 1. Морфоструктурная типизация тектоно-гравитационных микститов. Условные обозначения: 1 – фундамент; 2 – материнский автохтонный массив известняков; 3 – пластины известняков, выдавливаемые из тектонически расслоенного материнского массива; 4 – аллохтонный карбонатный массив; 5 – отложения осадочного бассейна; 6 – тектоно-гравитационные микститы; 7 – тектонические микститы (меланж); 8 – офиолитовый покров; 9 – сорванные с основания бассейновые отложения; 10 – направление перемещения материала; 11 – разломы

пользуются значительным распространением в разных горизонтах разреза стратисферы и известны во многих регионах. В настоящее время твердо установленными можно считать следующие положения. 1) Тектоно-гравитационные микститы являются комплексами-показателями горизонтальных перемещений горных масс, и их изучение позволяет выявлять типы и этапы интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию тектонических покровов и шарьяжей (рис. 1). 2) Изучение тектоно-гравитационных микститов позволяет установить горизонтальные движения блоков земной коры даже при отсутствии прямых структурных признаков этих движений, а также оценить соотношение скорости движения покровов и интенсивности разрушения их фронтальной части (рис. 2). 3) Отражая своим существованием тектонические движения с

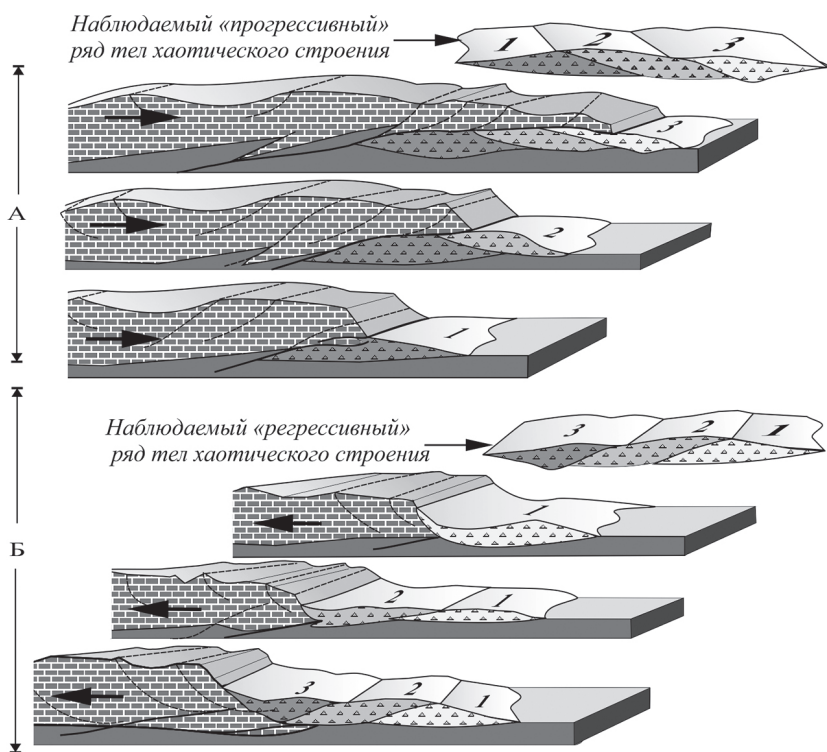


Рис. 2. Пространственное положение тел микститов позволяет выявлять соотношение интенсивности движения тектонического покрова и интенсивности дезинтеграции его фронтального уступа. А – прогрессивный ряд (вариант наступления фронта покрова), Б – регрессивный ряд (вариант отступления фронта покрова)

горизонтальной составляющей, тектоно-гравитационные микститы дают возможность проведения широких межрегиональных корреляций этапов проявления шрафяжно-надвиговой тектоники.

Таким образом, тектоно-гравитационные микститы и другие типы хаотических комплексов позволяют расшифровывать многие существенные черты проявления геологических процессов, а также особенности эволюции стратисферы во времени и в пространстве. Отмечу также, что среди бассейновых отложений обнаружены тела хаотического строения, генетическая сущность которых получила истолкование только недавно (материалы будут изложены в докладе впервые).

Работа выполнена по плану Госзадания ФГБУН Геологического института РАН.

Литература

1. *Леонов М.Г.* Олисторомы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.

2. *Леонов М.Г.* Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры. Геотектоника. 1978. №. 3. С. 38–46.

**Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹, Е.А. Бродникова¹,
А.Ф. Летникова², А.И. Прошенкин¹**

Грубообломочные породы в позднедокембрийских– раннепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных сериях юга Сибирской платформы и отдельных блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса как индикаторы локальных и глобальных тектонических и климатических событий

В осадочных и осадочно-вулканогенных разрезах позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы и отдельных тектони-

1 Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Россия, eflightnik@igm.nsc.ru

2 Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия, let_an@mail.ru

ческих блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (Сангиленского, Систигхемского, Дзабханского, Тувино-Монгольского, Улутауского, Каратауского и др.) довольно часто встречаются толщи и горизонты грубообломочных пород, в основном конгломератов и древних ледниковых отложений. Ведущими факторами при их образовании являются тектоника и климат. Эти отложения, в отличие от других, более мелкозернистых обломочных осадков, несут прямую информацию о составе и возрасте пород питающих провинций, заключенную в гальках и валунах, а также в матриксе. В настоящее время в нашей стране этот класс осадочных пород практически полностью пропускается при изучении осадочных и осадочно-вулканогенных серий. Это приводит к некорректным представлениям об обстановках седиментации осадочных и осадочно-вулканогенных серий и неполным сведениям о составе и возрасте пород в источниках сноса, которые в дальнейшем используются при тектонических реконструкциях. К одному из важнейших типов обстановок, утрачиваемых при реконструкциях, относятся континентальные рифтогенные обстановки. Эти обстановки, в зависимости от длительности протекающих в них процессов, свидетельствуют о процессах растяжения, которые могут привести к расколу континентов. С рифтогенными осадочными и осадочно-вулканогенными комплексами связаны крупные месторождения золота, марганца, железа, меди, серебра, полиметаллов, олова, РЗЭ и др. Изучение микститов ледникового происхождения в ряде случаев позволяет оценить время проявления глобальных эпох похолодания и установить состав и возраст пород на пути движения палеоледника. Все это делает крайне актуальной проблему поиска качественно новых путей к изучению грубообломочных пород. Наиболее перспективным, на наш взгляд, подходом к решению указанной весьма трудоемкой и разноплановой проблемы является реконструкция состава пород источников сноса на основе изучения минералогических, петрографических, геохимических, изотопных (Sm-Nd, Rb-Sr) характеристик обломков и матрикса этих отложений, а также U-Pb датирования цирконов, содержащихся в матриксе и отдельных валунах магматического или метаморфического генезиса.

Результаты изучения валунов из конгломератов позднего докембрия краевых частей Сибирской платформы показали присутствие среди источников сноса исключительно пород фундамента Сибирской платформы. Так, в пределах Бирюсинского поднятия юга Сибирской платформы в позднедокембрийских осадочных последовательностях нами были изучены грубообломочные породы. Наиболее древними среди них являются конгломераты докарагасского уровня, вскрытые в скважинах и расчистках при разведке на чистые кварциты (в междуречье рек Каменка и Уват, у г. Нижнеудинска). Обломки хорошо окатанные и представлены

валунами диаметром от нескольких сантиметров до нескольких метров. Среди обломков преобладают двуполевошпатовые граниты, гранитогнейсы, амфиболиты, кварциты, зеленые сланцы. Матрикс характеризуется кварц-полевошпатовым составом и песчаной размерностью. Эти отложения прорваны силлами долеритов, вероятно, нерсинского комплекса. Выше по разрезу располагаются кварциты, в том числе, сверхчистые. Результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из матрикса этих конгломератов показали, что источниками сноса являлись только породы палеопротерозойского возраста. Популяция цирконов имеет возраст в интервале от 1.84 до 2.4 млрд лет. U-Pb датирование цирконов (ИГМ СО РАН) из крупных валунов конгломератов, залегающих в основании карагасской серии в районе пос. Аршан в левом борту р. Ия, показало, что валуны гранитогнейсов имеют возраст 1996 ± 32 млн лет и 2984 ± 31 млн лет. Цирконы из кварц-полевошпатового матрикса этих конгломератов имеют палеопротерозойский и неоархейский возраста – от 1.86 до 3.2 млрд лет. Полученные данные хорошо согласуются друг с другом, указывая, что источниками сноса при накоплении конгломератов были неоархейские и палеопротерозойские породы фундамента Сибирской платформы. При этом для вышележащих красноцветных гравелитов, наряду с древними источниками сноса, установлен позднерифейский источник обломочного материала с возрастом 640 млн лет, связанный с проявлением щелочного и высококалийевого магматизма в пределах Бирюсинского поднятия Сибирской платформы.

Подобную картину мы наблюдали также и при изучении гравелитов талахской свиты, расположенной в пределах Чайкинского поднятия Сибирской платформы. Эти грубообломочные породы неравномерно распределены в разрезе свиты, сложенной преимущественно песчаными породами. В нижней части свиты среди полевых шпатов резко преобладает калиевый полевой шпат (6–18%), при высоких содержаниях кварца (70%) и присутствии иллита (12%). В верхней части талахской свиты КППШ и плагиоклаз содержатся приблизительно в равных долях (каждого около 5%), количество иллита и кварца практически не меняется, иногда появляется хлорит. В тяжелой фракции обнаружены циркон, сфен, минералы группы шпинелидов и группы пироксенов. Минеральный состав грубообломочных пород талахской свиты хорошо согласуется с ее геохимическими характеристиками: содержание Cr – 279–533 г/т (среднее 285 г/т), Zr – 150–250 г/т. Положительная корреляция Co, Cr, Ni указывает на близкое расположение области сноса пород основного и ультраосновного состава, т.к. при дальнем переносе корреляция нарушается вследствие различных миграционных особенностей этих элементов в зоне гипергенеза. Изучение состава обломочной части гравелитов талахской свиты позволило выяснить, что они являются осадками первого

цикла и образовались в результате разрушения пород кислого состава, при вкладе основных и ультраосновных пород, возможно, повышенной щелочности.

В четырех пробах были изучены Sm-Nd-изотопные характеристики грубообломочных пород (ГЕОХИ РАН). Не вызывает сомнения, что среди источников сноса этих обломочных пород присутствовали породы фундамента Сибирской платформы, что согласуется с изотопными данными, полученными для двух проб – модельный возраст 2.26–2.66 млрд лет при ϵNd -16.9 и -17.9. При этом для двух других проб получены существенно более молодые модельные возраста пород в источниках сноса, указывающие на существенный вклад ювенильного материала – 1.53–1.79 млрд лет при ϵNd -5,3 и -5,8. Полученные изотопные характеристики указывают на близкое расположение бассейна седиментации к разрушающимся породам фундамента платформы, так и более молодых магматических и/или вулканических пород, имеющих ювенильную природу в пределах этого древнего континентального блока.

Для трех проб было проведено U-Pb датирование детритовых цирконов (ГЕОХИ РАН). Во всех трех пробах конкордантные значения изученных цирконов имеют неоархейский и палеопротерозойский возраст (1.8–2.6 млрд лет). Следует отметить, что существенно преобладают цирконы палеопротерозойского возраста 1.8–2.1 млрд лет. Во всех трех изученных пробах в значительном количестве присутствуют цирконы мезо- и неопротерозойского возраста, но значения имеют высокую дискордантность – от -26 до -46. Можно предположить, что существовали более молодые источники сноса, претерпевшие существенные термальные воздействия, которые нарушили изотопную систему. Следует отметить, что это не первый случай для вендских песчаников из этой части Сибирской платформы. Использование ряда дискриминационных диаграмм в совокупности с петрографическими и изотопно-геохимическими данными позволяет нам считать, что накопление осадочного материала талахской свиты происходило во внутриконтинентальном осадочном бассейне, связанном с рифтогенными обстановками.

Изучение раннепалеозойских грубозернистых пород Тувинского сегмента Палеоазиатского океана показало повсеместное присутствие среди источников сноса пород протерозоя (неопротерозойских, палеопротерозойских и локально – мезопротерозойских), при преобладании пород раннекембрийского возраста. Результаты изучения матрикса грубозернистых пород шурмакской и баянкольской свит указывают на его вулканогенную природу, а микститы терегтигской свиты являются нормально-осадочными отложениями. Возраст основных популяций цирконов из этих трех удаленных друг от друга свит имеет большое сходство. Полученные данные указывают на существование докембрийских этапов раз-

вития тувинских террейнов. В настоящий момент традиционно считается, что история их развития начинается с раннего кембрия.

Изучение рифейских вулканогенных гравелитов быкырлинской свиты и матрикса конгломератового горизонта из вышележащей кембрийской (?) курумсакской свиты Большого Каратау показало их различное происхождение. При этом, источники обломочного материала для них были практически одними и теми же: нео-, мезо-, палеопротерозойскими, при незначительном количестве зерен цирконов архейского и мезопротерозойского возраста. Это свидетельствует о длительном существовании поднятия Каратауского континентального блока.

Проведенные исследования показали целесообразность совместного изучения пород осадочного и вулканогенного происхождения, присутствующих в составе единых толщ. Их изучение позволяет восстанавливать состав и возраст пород, подвергавшихся эрозии во время седиментации, а также подстилающих пород, путем изучения ксеногенного вулканического материала (от включений пород до отдельных минералов).

Изучение позднекембрийских тиллитов Тувино-Монгольского, Дзабханского, Улутауского, Каратауского континентальных блоков показывает, что на пути движения палеоледников встречались только те породы, которыми они сложены. Популяций цирконов экзотического происхождения в них не обнаружено. При этом, все эти четыре блока имели различные этапы тектоно-магматической активности, что нашло отражение в различие возраста основных популяций цирконов из матрикса изученных тиллитов. Таким образом, во время оледенения эти тектонические блоки не могли находиться в непосредственной близости друг от друга, хотя, возможно, слагали различные части единого крупного континента.

Изучение грубозернистых пород различного происхождения позволило существенно расширить наши представления об истории развития отдельных блоков и получить свидетельства о их более ранних этапах развития, неизвестных до настоящего момента. На основе изучения кластической части грубообломочных породы, мы смогли получить информацию о магматических и вулканических комплексах, которых были безвозвратно эродированы или в настоящий момент скрыты под толщами более молодых пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 18-05-00604, 20-35-90050) и базового проекта ИГМ СО РАН.

Процессы органоминализации в юрских микробных постройках Европейской России

Юрские микробные постройке Европейской России ранее практически не изучались в нашей стране. Имеющиеся литературные данные крайне скудны, тогда как есть все основания полагать, что эти постройке не так уж редки, но не были отмечены и описаны ранее другими специалистами. Вероятно, это связано с недооценкой их значения, поскольку фанерозойские строматолиты обычно не используются для расчленения и корреляции разрезов, в отличие от докембрийских. После первой находки фосфатных строматолитов, сделанной В.Н. Силантьевым в Приуралье [4], лишь конце 2007 года впервые в пределах Московской синеклизы при исследовании геологического разреза стройплощадки торгового комплекса (г. Москва, Цветной бульвар, 15) в отложениях среднего келловея-оксфорда нами были выявлены разнообразные карбонатные и карбонатно-глауконитовые строматолитовые постройке. Позднее они были выявлены и в других точках в Москве, в Подмоскowie, по рр. Унже (Костромская обл.) и Волге (Ивановская обл.) [2] в пределах этого же возрастного интервала. Состав построек чаще всего карбонатный, но отмечаются также железистые, глауконитовые, фосфатные и смешанные. Они образуют как одиночные тела разнообразной формы и размеров, так и многочисленные скопления; по форме подразделяются на пластообразные, линзовидные, куполовидные, столбообразные и округло-шаровидные постройке. Кроме того, исследования различных юрских конкреций из разрезов Москвы, Московской, Костромской, Нижегородской и Оренбургской областей выявили, что они также являются микробалитами [2].

Микробалиты — органоседиментационные структуры, являющиеся результатом взаимодействия микробов с окружающей средой и возникшие в результате органоминализации. Термин органоминализация, в широком смысле, включает в себя «микробально индуцированную» и «микробально опосредованную» минерализацию [5]. Микробально индуцированная минерализация является результатом взаимодействия клеток со средой (с помощью метаболизма), в то время как минерализация посредством микробального влияния определяется как пассивная минерализация органического вещества через взаимодействия внеклеточной органики и геохимической среды. Формирование микробальных карбо-

¹ Музей Землеведения МГУ, Москва, Россия, maleo@mail.ru

натов и некоторых других осадков связано с микроскопическими организмами, такими как бактерии, грибки, мелкие водоросли и простейшие, но также требует благоприятного насыщения среды карбонатом кальция и другими веществами. Ключевыми организмами, участвующими в образовании, являются бактерии и цианобактерии, которые процветают в мелководных и насыщенных кислородом средах. Некоторые метаболические процессы, такие как цианобактериальный фотосинтез и восстановление сульфатов (сульфатредукция) другими гетеротрофными бактериями, могут увеличить щелочность и стимулировать осаждение карбоната [6]. Сообщества, создающие микробиальные карбонаты и другие осадки, формируют тонкие микробальные пленки и маты, порождая определенные осадочные структуры. Микробиальные маты являются массой микроколоний в сотовой матрице, состоящей из внеклеточных полимерных веществ (EPS). EPS представляют собой защитный и липкий матрикс, который прикрепляет микробы к субстрату и содержит внутренние каналы, которые облегчают доставку питательных веществ и кислорода, а также удаление отходов [6]. С органоминарализационной точки зрения, EPS матрикс представляет собой место, где зарождаются и растут карбонаты [4]. Микробиальные маты очень разнообразны и формируются тремя процессами: захватом частиц осадка, связыванием осадочного материала, осаждением минералов. Эти процессы приводят к структурам ранней литификации, которые могут быть подразделены на три главные категории микробиалитов: строматолиты (слоистые), тромболиты (сгустковые) и лейолиты (бесструктурные). Кроме того, выделяются онколиты (округлые слоистые), рассматриваемые в последнее время как частный случай строматолитов [6].

Юрские строматолиты Европейской России, относятся, согласно классификации М.Е. Раабен [3], к морфологическим типам желваковых и пластовых строматолитов и приурочены к различным свитам среднего келловоя – оксфорда. Келловейские строматолиты часто образуют сложнопостроенные комплексы, включающие разновозрастные корки, брекчии фрагментов строматолитов и окружающих пород, мощностью до 0.35 м. Нижне- и среднеоксфордские строматолиты – бугристые полусферы или желваки (от первых см до 15–25 см), иногда соединяющиеся общими наслоениями, нередко повторяющими палеорельеф дна. Часто образуются причудливого строения корка с разномасштабной слоистостью и разнонаправленным ростом составляющих ее куполов. Нередко они захоронены в осадке не в первоначальном положении, а наклонены, либо оползнуты, иногда неоднократно, что говорит о мелководных условиях, с периодически активной гидродинамикой. На постройках нередко присутствуют серпулиды, крупные двустворки *Pinna* sp. и др., гастроподы *Bathrotomaria* sp., брахиоподы, морские ежи и корневые части стеблей

Cyclocrinus insignis (Trautschold), что свидетельствует о нормальной солености воды.

Постройки сложены тонкими чередующимися слоями известкового вещества (от 1 микрона до 1–2 мм), ожезненного или пиритизированного; глауконита и фосфата, редко являются нацело фосфатными. Слойки четкие, разной толщины, волнистые, с выпуклыми вверх наслоениями, иногда распадающиеся на короткие микростолбики (диаметром 0.05–1 мм). В некоторых присутствует примесь терригенного материала, остатки фауны или их мелкие фрагменты. Первоначальным субстратом чаще всего служат карбонатные гальки, иногда макрофауна; затем строматолиты разрастались, переходя на глинистое дно.

Все они представляют собой литифицированные альго-бактериальные и циано-бактериальные маты. Продуцентами являются преимущественно цианобактерии в сообществе с различными бактериями (в СЭМ изредка наблюдаются минерализованные чехлы нитей и остатки гликокаликса). Иногда в постройках присутствуют красные водоросли (соленопоровые), инкрустируя их, могут заполнять сверления или образуют самостоятельные микрожелвачки. Часть из этих строматолитов сформирована только синседиментационным микробальным осаждением, в других же присутствуют и терригенные зерна, захваченные и скрепленные растущим матом. Келловейские строматолиты формировались в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой и, частично, в сублиторальной зоне с более спокойными условиями, ранне-среднеоксфордские – в литоральной зоне с изменчивой гидродинамикой бассейна, на нестабильном субстрате. Верхнеоксфордские строматолиты представляют собой своеобразные комплексы отдельных желваков небольших размеров (5–10 см) и пластовых образований (мощностью 0.05–0.2 м), в значительной степени глауконитовых по составу, залегающих прямо на глине, протягивающихся, не прерываясь, на десятки метров. Весь комплекс – так называемый «зеленый прослой» (0.05–0.2 м), является региональным стратиграфическим репером для всей Московской синеклизы. Данные строматолиты относятся к тонкозернистым (микритовым) строматолитам, по классификации Р. Райдинга [6], и формировались в обстановке почти нулевой седиментации и в слабо восстановительной среде, что подтверждается их преимущественно глауконитовым составом с небольшой примесью карбоната. Вероятно, они отлагались в дистальных частях сублиторали.

Как отмечал Г.А. Заварзин: «Цианобактериальное сообщество предшественников строматолитов составлено разными, группами бактерий и имеет вполне характерное строение... Такая структура многократно повторяется. Цианобактериальное сообщество представляет серию геохимических барьеров — окислительного, щелочного, сероводородного. В результате в нем происходит осаждение минералов, из которых особен-

но характерно отложение карбонатов и гипса. Поэтому сообщество легко литифицируется и превращается в строматолиты» [1]. Все это наглядно проиллюстрировано юрскими строматолитами, в которых наблюдается тонкое переслаивание светлых карбонатных слоев, осажженных цианобактериями, бурых железистых, отложенных железобактериями в условиях окисления, пиритовых (с фрамбоидальным строением, заметным в СЭМ), отражающих анаэробные условия с сульфат-редукцией. Кроме того, помимо бактериального осаднения, происходил захват и связывание осадочного материала и остатков макрофауны, поступающих на поверхность бактериального мата, что тоже отразилось в составе слоев. Красные водоросли, иногда присутствующие в постройках или же сами создающие их, также легко обызвествлялись, путем внутриклеточного выделения извести, особенно в хорошо освещенных местах. При этом обычно прекрасно сохранялись детали внутреннего строения слоевища, хотя иногда они подверглись сильным диагенетическим изменениям.

Выводы

I. Альгобактериальное сообщество в строматолитах продуцирует серию геохимических барьеров (окислительного, щелочного, сероводородного), в результате чего происходит последовательное осаднение различных минералов, образующих слои (органоминерализация), и ранняя литификация.

II. Породообразующими организмами в рассмотренных микробиальных постройках являются преимущественно цианобактерии в сообществе с различными бактериями и эпизодически багряные водоросли.

III. Основные процессы, формирующие строматолитовые постройки: бактериальное осаднение; захват и связывание осадочного материала и остатков макрофауны, поступающих на поверхность бактериального мата; диагенез и в ряде случаев дальнейшая раскристаллизация.

Литература

1. Заварзин Г.А. Особенности эволюции прокариот // Эволюция и биоэкологические кризисы / Ред. Л.П. Татарин, А.П. Расницын. М.: Наука, 1987. С. 144–158.
2. Маленкина С.Ю. Юрские микробиальные постройки Русской плиты: органоминерализация и породообразующие организмы // Водоросли в эволюции биосферы. Сер. «Гео-биологические системы в прошлом». М.: ПИН РАН, 2014. С. 170–186.
3. Раабен М.Е. Строматолиты // Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. С. 52–58.

4. *Силантьев В.Н.* Фосфатные столбчатые строматолиты из верхней юры Оренбургского Приуралья // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 5. С. 1197–1199.

5. *Dupraz C., Reid R., Braissant O. et al.* Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats // *Earth-Sci. Rev.* 2009. V. 96(3). P. 141–162.

6. *Riding R.* Microbialites, stromatolites, and thrombolites // *Encyclopedia of Geobiology. Encycl. of Earth Science Series / Eds J. Reitner, V. Thiel.* Heidelberg: Springer, 2011. P. 635–654.

А.И. Малиновский¹

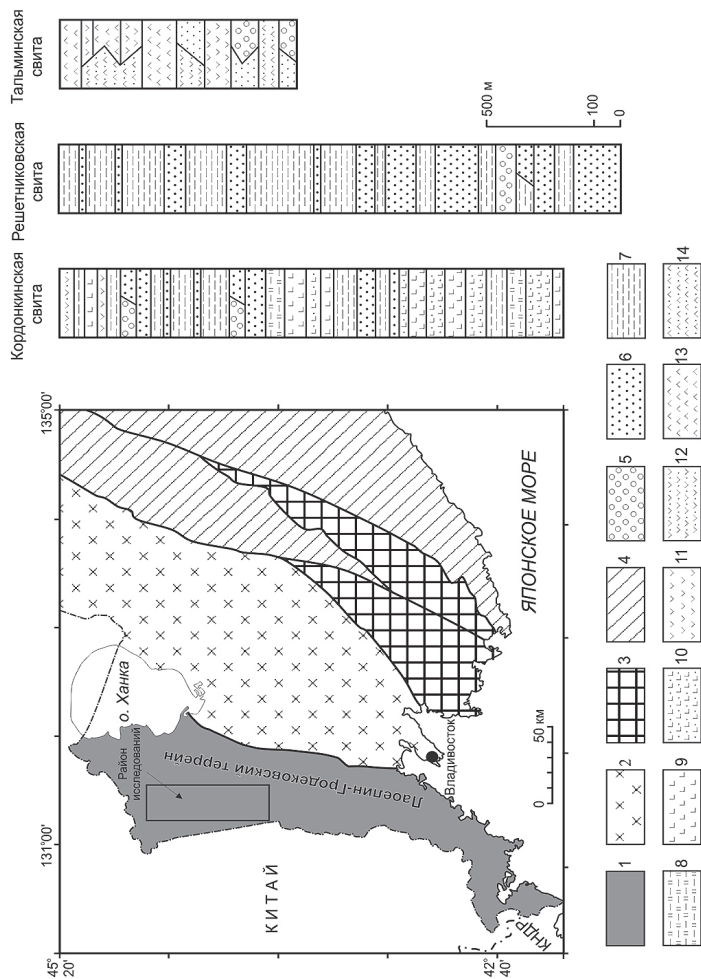
Вещественный состав терригенных пород Лаоелин-Гродековского террейна (Южное Приморье) и его геодинамическая интерпретация

Изучение вещественного состава терригенных пород является надежным методом выяснения геодинамических обстановок формирования бассейнов седиментации и реконструкции тектонических типов и породного состава областей их питания [3–6 и др.]. Настоящее исследование основано на оригинальном материале, полученном в результате изучения вещественного состава терригенных пород из раннесилурийских, нижне-среднепермских и верхнетриасовых отложения Лаоелин-Гродековского террейна Южного Приморья. Лаоелин-Гродековский террейн расположен в южной части Приморского края, протягиваясь вдоль границы с Китаем на 300 км и частично располагаясь на его территории (рис. 1). Террейн вместе с раннепалеозойскими террейнами Бурья-Ханкайского орогенного пояса составляет западное обрамление позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [1]. Лаоелин-Гродековский террейн образован мозаикой разновозрастных блоков, сложенных палеозойскими и раннемезозойскими терригенными и вулканогенными образованиями, имеющими общую мощность до 5000 м. Породы сложно дислоцированы и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Изученные отложения имеют следующее строение. Раннесилурийская кордонкинская свита (до 2000 м) обнажается в виде линзовидного тектонического блока протяженностью 35 км и шириной до 6 км. Отложения представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфами, базаль-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ ДВО) РАН, Владивосток, Россия, malinovskiy@fegi.ru

Рис. 1. Схема расположения Лаолин-Гродековского террейна в геологических структурах Южного Приморья и литолого-стратиграфические колонки отложений изученных свит.

Условные обозначения: 1 – Лаолин-Гродековский террейн; 2 – террейны раннепалеозойского Бурья-Ханкайского орогенного пояса; 3 – террейны раннепалеозойской активной окраины, 4 – террейны мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Для колонок: 5 – конгломераты и гравелиты; 6 – песчаники; 7 – алевролиты и аргиллиты; 8 – кремнистые и кремнисто-глинистые породы; 9 – базальты; 10 – туфы основного состава; 11 – андезиты; 12 – туфы среднего состава; 13 – дациты и риолиты; 14 – туфы кислого состава



тами и андезитами, иногда конгломератами и кремнистыми породами. Ранне-среднепермская решетниковская свита (до 2100 м) широко развита на севере террейна. В нижней части она сложена песчаниками с прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов, конгломератов и гравелитов. В верхней части преобладают глинисто-алевритовые породы. Позднетриасовая тальминская свита (500–800 м) состоит в основном из вулканических пород: дацитов, риолитов, андезитов, их кластолав и туфов. В основании наблюдаются пачки и линзы песчаников, конгломератов, гравелитов.

Для определения состава областей питания и выяснения палегеодинамических обстановок формирования отложений, изучался вещественный состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. По составу породообразующих компонентов песчаники кордонкинской свиты относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам (кварца 13–22%, полевых шпатов 32–46%, обломков пород 34–49%, среди них преобладают основные и средние вулканыты). Песчаники решетниковской свиты отличаются более высоким содержанием кварца (40–48%) и, соответственно, меньшим количеством полевых шпатов (25–40%) и обломков пород (15–45%), что позволяет относить их к полевошпатовым аркозам и, лишь частично, полевошпатово-кварцевым грауваккам. Песчаники тальминской свиты относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам и содержат кварца 22–27%, полевых шпатов 24–35% и 41–54% обломков пород.

По содержанию и характеру распределения тяжелых обломочных минералов в песчаниках, свиты существенно различаются. В отложениях кордонкинской свиты преобладают минералы, связанные с разрушением основных и ультраосновных пород (в сумме в среднем 92%): хромит (до 88%), амфибол (до 50%), пироксены (до 30%), магнетит (до 9%), эпидот (до 21%), ильменит и лейкоксен (в сумме до 45%). Вторую, подчиненную (в среднем до 8%), ассоциацию образуют циркон (иногда до 10–18%), гранат, турмалин и апатит – минералы кислых изверженных и метаморфических пород. В песчаниках решетниковской свиты резко преобладают (в среднем 75%) минералы, связанные с кислыми изверженными и метаморфическими породами: циркон (до 97% всех минералов), турмалин (до 7%), гранат (до 3%), сфен (до 3%) и, реже, апатит, рутил, анатаз. В тальминских песчаниках также преобладают минералы кислых источников (в среднем 86%). Но в отличие от решетниковских, ведущая роль здесь принадлежит гранату (иногда до 86%), а циркона значительно меньше (до 25%). Остальные минералы находятся в подчиненных количествах.

По химическому составу песчаники всех свит террейна также значительно различаются. Песчаники кордонкинской свиты химически очень однородны: SiO_2 (54.50–64.51%), TiO_2 (0.61–1.19%), Al_2O_3 (12.22–16.66%), $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (6.63–9.26%), MgO (2.36–7.83%), CaO (0.33–4.90%), а Na_2O преобладает над K_2O (2.26–4.39% и 0.86–2.13%, соответственно). По своим

параметрам песчаники относятся к грауваккам [6]. Глинисто-алевритовые породы по составу близки к песчаникам, отличаясь меньшими содержаниями SiO_2 (54,29–58.74%), MgO (3.20–4.50%) и CaO (0.21–1.86%), но большими – TiO_2 (0.64–1.42%), Al_2O_3 (17.15–18.67%) и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (7.72–12,28%). Кроме того, K_2O в них преобладает над Na_2O (2.67–3.44% и 1.28–2.31%, соответственно). Песчаники решетниковской свиты характеризуются значительно более высокими содержаниями SiO_2 (75.22–86.55%), но гораздо более низкими TiO_2 (0.15–0.68%), Al_2O_3 (6.71–13.72%), $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (0.29–2.60%), MgO (0.04–0.43%) и CaO (0.06–0.53%). Кроме того, K_2O в них преобладает над Na_2O (1.88–4.06% и 0.96–1.85%). По классификации Ф. Дж. Петтиджона [6], песчаники относятся к аркозам и, частично, к литовым ареникам и даже субаркозам. В глинисто-алевритовых породах свиты содержание SiO_2 заметно ниже (64.86–71.24%), однако выше – TiO_2 (0.38–0.93%), Al_2O_3 (13.97–17.80%), $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (3.04–6.44%), MgO (0.43–1.49%) и CaO (0.23–1.12%), а K_2O еще более заметно преобладает над Na_2O (2.90–5.11% и 1.23–2.30%). Тальминские песчаники по составу занимают промежуточное положение между породами кордонкинской и решетниковской свит: SiO_2 (66.90%–71.66%), TiO_2 (0.42–0.92%), Al_2O_3 (13.84–15.02%), $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (2.68–4.67%), MgO (0.73–1.26%) и CaO (0.64–1.29%), Na_2O (1.89–3.20%), K_2O (1.81–3.22%), хотя в среднем отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$. По классификации [6], песчаники вполне соответствуют грауваккам.

Концентрации и характер распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в песчаных и глинисто-алевритовых породах кордонкинской свиты близки. Суммарные содержания РЗЭ в них относительно невелики (в песчаниках 55–183 г/т, в глинисто-алевритовых породах 75–206 г/т). Спектрам распределения РЗЭ свойственна умеренная степень фракционирования (La_N/Yb_N в песчаниках 3.58–8.97, в глинисто-алевритовых породах 5.50–10.28), а также отсутствие либо слабо выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu^* 0.71–1.14 и 0.54–0.94, соответственно). По сравнению с PAAS породы незначительно обеднены большинством элементов (от 1.1 до 2.1 раза). В породах решетниковской свиты суммарные содержания РЗЭ несколько повышены (в песчаниках 97–179 г/т, а в глинисто-алевритовых породах 170–229 г/т). Спектры их распределения умеренно фракционированы (La_N/Yb_N в песчаниках 4.81–11.29, в глинисто-алевритовых породах 4.01–7.69) и обладают выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu^* 0.48–0.79 и 0.49–0.56). По сравнению с PAAS породы обеднены практически всеми элементами. Суммарные концентрации РЗЭ в песчаниках тальминской свиты невелики (97–148 г/т). Спектры распределения РЗЭ характеризуются относительно невысокими значениями La_N/Yb_N (6.05–8.10) и выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu^* 0.55–0.69). По сравнению с PAAS породы незначительно обеднены всеми элементами.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что изученные отложения различаются по вещественному составу и, соответственно, формировались в различных палеогеодинамических обстановках, питаясь за счет различных источников обломочного вещества. Интерпретация вещественного состава пород кордонкинской свиты позволяет предполагать, что отложения формировались в бассейне, связанном с океанической островной дугой. Областями питания были: сама островная дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также ее фундамент, состоящий из океанических, магматических и осадочных образований. Формирование отложений решетниковской свиты происходило в условиях, соответствующих обстановкам бассейнов пассивных континентальных окраин. Источником кластики были преимущественно кислые изверженные породы при участии средних вулканитов, а также обогащенных кварцем осадочных пород. Накопление отложений тальминской свиты, вероятнее всего происходило в бассейне, связанном с рифтогенными обстановками, при этом основными источниками обломочного вещества были размывавшиеся кислые и средние вулканические породы. В целом, полученные результаты позволяют рассматривать Лаоелин-Гродековский террейн как аккреционную призму, сложенную разновозрастными образованиями, формирование которых происходило в различных палеогеодинамических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00037).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
3. *Bhatia M.R.* Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91(6). P. 611–627.
4. *Dickinson W.R., Suczek C.A.* Plate tectonics and sandstone composition // *AAPG Bull.* 1979. V. 63(12). P. 2164–2182.
5. *Garzanti E., Ando S.* Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // *Heavy minerals in use* / Eds M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. P. 741–764.
6. *Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.* Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. Part 2* / Ed. J.K. Leggett. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1982. P. 551–61.

Геохимические особенности красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород, а также вулканических туфов в разрезах венда Среднего Урала: черты сходства и различия

Ирина Васильевна Хворова почти всегда приходила в ГИН к 9 часам утра... С ее именем в нашей стране связано широкое развитие исследований в области анализа взаимосвязей процессов осадконакопления и вулканизма и детальное изучение разнообразных осадочных ассоциаций. Большое внимание она уделяла работе с данными глубоководного бурения... Была Ирина Васильевна и официальным оппонентом докторской диссертации моего отца.

Анна Григорьевна Коссовская – блестящий ученый и эффектная женщина. Я хорошо помню, какое впечатление на меня, тогда аспиранта, производило то, как она стремительно шла в ГИНе по коридору 4-го этажа на Ученый совет или совет по защитам... И хотя геоминералогия, в развитие которой А.Г. Коссовская вложила с коллегами по лаборатории много сил, в итоге оказалась от меня далеко, я хотел бы далее кратко коснуться введенного ею в отечественную литологию термина «камуфлированная пирокластика» [4]. Под эти термином в самом общем плане понимается вулканокластический материал, преобразованный в литогенезе в более устойчивые и менее бросающиеся в глаза минеральные компоненты.

К редкинскому горизонту венда Русской платформы (РП) приурочены пачки пестро- и красноцветных глинистых пород, среди которых можно видеть породы с аномальной (светло-серой с зеленоватым, розоватым и желтоватым оттенками) окраской, которые, как показали минералогопетрографические исследования, являются вулканическими туфами [1, 8 и др.]. В целом же и в этой, и в большинстве других ситуаций присутствии среди серых, зеленовато-серых и серовато-зеленых пород пачек с красноцветной окраской почти всегда позволяет предполагать то или иное воздействие на осадконакопление вулканических процессов и, соответственно, наличие камуфлированной пирокластики в составе, казалось бы, обычных осадочных образований. Однако точно диагностировать это все же весьма сложно.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, amas2004@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Россия

Красноцветные, преимущественно глинистые пачки давно известны среди отложений сыльвицкой серии венда на западном склоне Среднего Урала. В начале 2000-х гг. Д.В. Гражданкиным вулканические туфы были найдены здесь как среди красноцветных (10YR 5/4, 2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др., Munsell Color Charts) глинистых пород, так и среди пород обычной (2.5Y 5/4, 2.5Y 5/1, 5Y 5/3, 5Y 5/1 и др.) окраски, слагающих старопечнинскую, перевалокскую и чернокаменскую свиты [3 и др.]. К сожалению, микропетрографические и литогеохимические исследования [7] показали, что аномальная окраска не может служить однозначным критерием при распознавании пород с пирокластической примесью в полевых условиях. Это предполагает необходимость дополнения полевых наблюдений данными других методов, в том числе материалами геохимического изучения.

Ранее вопросы идентификации вулканического материала на основании данных о распределении петрогенных, редких и рассеянных элементов в породах редкинского горизонта РП рассмотрены в публикации [2]. Показано, что на диаграмме Zr–Si/Al (или $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) терригенные породы редкинского горизонта и туфы образуют разные поля, однако использование этой диаграммы для установления присутствия в породах вулканогенной компоненты «...ограничено только теми случаями, когда пепловый материал подвергался вторичным изменениям, приведшим к изменению химического состава» [2]. Выяснено также, что спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в кремнистых вулканических туфах подобны их спектрам в обычных глинистых сланцах, а преобразование пеплов при гальмиролизе могло вести к появлению высокоглиноземистых туфов с повышенным содержанием Zr, Y, Hf, Th и РЗЭ.

Мы выполнили сопоставление ряда геохимических характеристик обычно окрашенных глинистых пород (литотип 1) из разрезов венда Среднего Урала, их красноцветных разностей (литотип 2) и вулканических туфов (литотип 3). Среднее содержание Sc в породах литотипа 1 составляет 17.60 ± 6.73 г/т. Красно- и пестроцветные разности характеризуются примерно таким же содержанием Sc (15.22 ± 6.84 г/т), тогда как в вулканических туфах величина $\text{Sc}_{\text{среднее}}$ выше (24.94 ± 11.27 г/т). Первые два литотипа сопоставимы по среднему содержанию Cr (146.25 ± 62.10 и 126.43 ± 41.22 г/т). В вулканических туфах значение $\text{Cr}_{\text{среднее}}$ составляет 46.06 ± 32.79 г/т и, с учетом погрешностей, можно считать эти различия значимыми. В отношении Co это не так (16.33 ± 4.95 , 15.77 ± 3.64 и 18.14 ± 12.53 г/т). Породы литотипов 1 и 2 близки по средним содержаниям Y (30.14 ± 11.87 и 27.34 ± 10.20 г/т), вулканические туфы имеют значение $\text{Y}_{\text{среднее}}$ (42.32 ± 21.50 г/т), соответственно, с учетом погрешностей все три литотипа сопоставимы. Это же можно сказать в отношении

Zr, La и Ho. Почти так же распределены Hf и Th. Сумма РЗЭ в серо- и зеленоцветных глинистых породах варьирует в пределах 36.05...503.17 г/т (среднее – 213.97 ± 72.53 г/т), для красноцветных алевроаргиллитов параметр $SPZЭ_{\text{среднее}}$ равен 196.27 ± 52.27 г/т, для вулканических туфов – 209.99 ± 93.59 г/т. Таким образом, все три литотипа и по данному параметру принципиально не отличаются. Величина $(La/Yb)_N$ для литотипа 1 варьирует от 5.17 до 20.86. Это предполагает присутствие на палеоводоразделах магматических пород, как основного, так и кислого состава. Для пород литотипа 2 $(La/Yb)_{\text{Нсреднее}}$ равно 10.73 ± 2.70 . Туфы имеют более низкое значение этого параметра (7.19 ± 2.72).

Значения La/Sc в породах литотипа 1 находятся в рамках 0.41...6.45 (2.62 ± 0.79). Красноцветные глинистые породы характеризуются $La/Sc_{\text{среднее}}$ 3.05 ± 1.29 , для туфов этот параметр равен 1.82 ± 1.09 . Th/Co в литотипе 1 имеет разброс от 0.10 до 56.70. Это предполагает возможность вторичного перераспределения элементов или присутствие в пробах минералов-концентраторов Th. Для красноцветных разностей разброс Th/Co «более приемлемый» (0.27...1.22), среднее значение – 0.84 ± 0.25 . $Th/Co_{\text{среднее}}$ для туфов составляет 0.66 ± 0.36 , в PAAS – 0.63 [9]. Значительным разбросом характеризуется в литотипе 1 отношение Sr/Th (5.20 и 92.50, 13.36 ± 12.39). В породах литотипа 2 $Sr/Th_{\text{среднее}}$ равно 10.77 ± 6.11 (6.52...33.35). Для туфов $Sr/Th_{\text{среднее}}$ ниже (5.32 ± 2.93), но с учетом погрешностей этот параметр можно считать для всех литотипов статистически близким. Среднее значение Th/Sc в литотипах 1–3 составляет 0.81 ± 0.21 , 1.00 ± 0.46 и 0.46 ± 0.36 (в PAAS – 0.91). Все сказанное также позволяет считать, что по перечисленным геохимическим параметрам глинистые породы венда Среднего Урала, имеющие как обычную, так и красноцветную окраску не отличаются друг от друга.

По содержанию Zr и Hf кремнистые вулканические туфы венда РП сопоставимы с подавляющим большинством обычно окрашенных и красноцветных глинистых пород того же возраста Среднего Урала. Ряд точек туфов, например, присутствующих в разрезах чернокаменной свиты, на графике Zr–Hf локализованы вблизи точек высокоглиноземистых туфов. На графике Zr–Y в полях разных по составу туфов РП присутствуют примерно равные количества точек всех трех литотипов.

Приведенные материалы позволяют предполагать, что глинистые породы обычной окраски и их красноцветных разности, присутствующие в разрезах венда Среднего Урала, по своим геохимическим особенностям принципиально не отличаются друг от друга. На большинстве диаграмм их точки состава образуют поля, характеризующиеся существенными, если не почти полными, перекрытиями. Источниками материала, слагающего обычно окрашенные и красноцветные разности, являлись преимущественно породы кислого состава, тогда как туфы сопостави-

мы по геохимическим характеристикам с более основными породами (трахиандезитами, андезитами и трахиандезибазальтами). Таким образом, представления об «обязательном» присутствии камуфлированной пирокластики в составе красноцветных пачек разрезов венда во многом остаются дискуссионными. Нельзя исключить и того, что такие пачки могли быть подвергнуты воздействию педогенных процессов, как это установлено для красноцветных пород ряда уровней верхнего рифея и венда Южного Урала [5, 6], или ...?

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ (№ 19-17-00099).

Литература

1. *Аксенов Е.М., Волкова С.А.* Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 3. С. 635–638.

2. *Борхвардт Д.В., Фелицын С.Б.* Геохимия вулканических туфов редкинского горизонта верхнего венда Русской платформы // Вулканология и сейсмология. 1992. № 1. С. 33–45.

3. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.

4. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.

5. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В.* Литохимические особенности пород верхнего венда с признаками влияния процессов педогенеза (окрестности г. Усть-Катав) // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 113–118.

6. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю.* Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстурный и литогеохимический аспекты) // Литосфера. 2013. № 2. С. 45–64.

7. *Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Ронкин Ю.Л. и др.* Пепловые туфы в отложениях сыльвицкой серии верхнего венда (Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 45–70.

8. *Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Константинов Ю.Г. и др.* Первая находка эффузивов среди редкинских отложений венда на севере Русской платформы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 661–664.

9. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

Возраст и условия формирования виленгской свиты Ветреного пояса (Юго-Восток Фенноскандинавского щита)

Виленгская свита является составной частью вулканогенно-осадочного разреза палеопротерозойской структуры Ветренный пояс, расположенной на юго-востоке Фенноскандинавского щита.

По данным предшественников, терригенные образования виленгской свиты были выявлены как к северо-западу от р. Виленги (р. Чусрека, руч. Гремучий, гора Голец), так и к юго-востоку (Шардозеро, Ундозеро). Полоса развития свиты прослежена более чем на 250 км от г. Голец до р. Онеги. По совокупности геологических и геофизических данных можно довольно уверенно говорить о том, что на породах виленгской свиты залегают вулканы свиты ветреного пояса [2], а подстилающими образованиями являются терригенно-карбонатные породы кожозерской свиты.

Главной разновидностью пород свиты являются черные и темно-серые метапесчаники, метаалевролиты и сланцы по аргиллитам. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют сланцы по туфам основного состава и линзовидные пласты кремнистых пород. В верхней части разреза появляются олигомиктовые кварцитопесчаники [2].

Петрографо-геохимические исследования терригенной виленгской свиты проводились по нескольким опорным обнажениям, далее описанным в порядке стратиграфической последовательности (снизу–вверх). В центральной части Ветреного пояса породы свиты описаны и опробованы на левом берегу р. Кожа (400 м от истока) и представляют собой черные, слоистые, скрытозернистые породы с афанитовой структурой. На поверхности наблюдается тонкая косяя слоистость, не совпадающая со сланцеватостью, мощность слоек колеблется от 1 мм до 3–4 мм. Микроскопически это очень тонкозернистый агрегат игольчатого авгита (ферроавгита), а также низкотемпературных амфиболов и кварца; в качестве аксессуарных минералов присутствуют ильменит и титанит. В соседнем обнажении описаны такие же черные кремнистые сланцы, на выветрелой поверхности которых проявлена слоистость. В шлифах наблюдаются реликты таблитчатых, местами ромбовидных минералов, соответствующих доломиту(?), усыпанных тонкозернистым минеральным агрегатом авгита.

¹ ФГБОУ Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия

Присутствует пылевидная вкрапленность рудного минерала, в качестве аксессуаров встречаются бесцветные идиоморфные минералы шестигранной формы, отвечающие гранату – альмандину. Наблюдается слоистость, мощность отдельных слоев – первые миллиметры, слои отличаются присутствием в некоторых мелких кварцевых зернах.

Анализ петрогеохимических данных указывает на повышенную кремнекислотность (SiO_2 до 59 мас.%), фемический модуль (ФМ) составляет 0.25, что типично для пород с существенной примесью вулканогенного материала основного состава. Гидролизатный модуль (ГМ) находится в пределах 0.48–0.49, что соответствует основным грауваккам и глинистым силицитам. По общей нормативной щелочности (ОНЩ) породы являются нормально-щелочными, а показатели натрового модуля типичны для терригенных пород с существенной долей глинистого материала. Согласно индексам химического выветривания, породы слабо изменены: CIA – 54–60, CIW – 57–65. Отношение железа к марганцу характеризует осадки как гемипелагические, Th/U в среднем 3–4, что может указывать на разный состав источников сноса. По показателю ICV – 1.7–1.9 породы являются незрелыми осадками. На диаграмме Я.Э. Юдовича, основанной на фемичности и щелочности, точки составов попадают в поля граувакковых пород.

На северо-западном окончании структуры виленгская свита описана на юго-востоке от г. Голец. В коренном обнажении вскрываются темно-серые скрытозернистые породы, наблюдается мелкая слоистость, слагающая ритмы до 0.4 см, мощность отдельных слоев не превышает 1 мм. При петрографическом изучении наблюдается очень тонкозернистый минеральный агрегат, уверенно диагностируются мелкие зерна кварца, основная масса сложена микроскопическим агрегатом ортопироксена, по составу отвечающего бронзиту. Наблюдаются мелкие складки и нарушающие их микросбросы, проявлены сортировка минералов по размеру и градиционная микрослоистость.

Петрогеохимические характеристики пород: содержание SiO_2 достигает 59%, по величине модуля ГМ они соответствуют основным грауваккам алевритовой размерности. Согласно АМ и НМ модулям, равным 0.37 и 0.11, соответственно, породы несут значительную примесь глинистого материала. По ОНЩ они являются нормально-щелочными. ФМ изменяется от 0.16 до 0.25, что в некоторых случаях немного ниже, чем в кремнистых сланцах и, возможно, указывает на более интенсивный привнос алюмосиликатной кластики. Значения ТМ также низкие – 0.04–0.05, что типично для глинистых и алевритовых пород. Степень химического выветривания пород низкая – CIA = 66, CIW = 70, Fe/Mn колеблется от 20 до 90, что характеризует различные глубины палеобассейна, где происходило осадконакопление: от глубоководных до сублиторальных условий. Сте-

пень зрелости осадков низкая: $ICV = 1.17$. На диаграмме Я.Э. Юдовича состав пород соответствует метаграуваккам.

Третий опорный объект, расположенный к северу от г. Голец, впервые описан авторами. В коренном обнажении наблюдаются серо-зеленоватые, местами бежевые кварцитопесчаники аркозового облика.

Микроскопически установлены бластические ориентированные структуры, напоминающие микробудинаж. Основной минерал – кварц – представлен мелкими (менее 1 мм) зернами, часто имеющими форму линз, ориентированных согласно с рассланцованностью пород; встречаются мелкие таблички полевых шпатов. Интерстиции заполнены бесцветными слюдами с высокими интерференционными окрасками. Слюды обтекают более устойчивые зерна кварца. Встречаются агрегаты серицита.

По содержанию SiO_2 породы являются высококремнистыми (до 78%), по модулю ГМ относятся к олигомиктовым (ГМ – 0.2) и мезомиктовым (ГМ – 0.3) песчаникам. Величины модуля АМ позволяют их относить к обычным песчаникам, модуля ОНЩ – к нормально-щелочным. Примесь материала основного состава сокращается к верхам разреза, что подтверждается модулем ФМ (0.05–0.09). Модули ТМ и ICV (1.18–1.25) указывают на среднюю и низкую степень зрелости пород. Натровый модуль НМ и ОНЩ указывают на нормально-щелочные песчаники. Породы претерпели минимальные изменения, что выражается в низких значениях CI_A – 56–58 и CI_W – 60–62. Величины отношения Fe/Mn (92–99) указывают на прибрежно-морские условия осадконакопления, с доминированием терригенного материала. Th/U составляет 3.62–3.85, что может указывать на различный состав источников сноса. На петрохимической диаграмме Я.Э. Юдовича породы соответствуют метааркозам и метаграуваккам.

Из данных кварцитов были выделены зерна циркона. Форма кристаллов – преимущественно овальная или округлая; несколько реже встречаются зерна призматической формы. Размер округлых зерен 100–200 мкм, призматических – не превышает 200 мкм по удлинению. При наблюдении катодолюминесценции зональность не выражена или имеет секториальный характер, осцилляционная зональность проявлена в единичных призматических зернах.

По 110 зернам было проведено U-Pb датирование методом лазерной абляции, выполненное в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН. Для 85 из них получены конкордантные возраста. 90% зерен циркона имеют $^{207}Pb/^{206}Pb$ табличный возраст в интервале 2712–2944 млн лет с одним пиком – 2820 млн лет. Содержания Th находятся в пределах 6–373 ppm, U – 16–505 ppm. Значения отношения Th/U составляют 0.13–1.92. Самые древние зерна циркона показали $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 3014 и 3094 млн лет, характеризуются призматической формой кристаллов

с округлыми вершинами, невыраженной зональностью и ярким свечением в катодолюминесценции. Отношения Th/U 1.24 и 0.61, соответственно. Наиболее молодое зерно имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 2494 млн лет и представляет собой кристалл округлой формы, размером около 75 мкм с секториальной зональностью и ярким свечением. Содержание Th – 20 ppm, U – 35 ppm.

Таким образом, разрез виленгской свиты представлен породами неоднородными по составу и отражает изменения условий осадконакопления. По данным [1], породы свиты залегают без видимого несогласия на аркозовых кварцитопесчаниках кожозерской свиты прибрежно-морского генезиса. Отсюда можно предположить, что к этому времени началось углубление морского бассейна за счет прогибания территории, а состав магматических пород в области сноса кластики сменился с гранитного на базитовый. На это указывают незрелые граувакковые осадки с преобладанием глинистой и алевролитовой компоненты и мелкой ритмичной слоистостью. Преимущественно граувакковый состав в нижней части разреза указывает на существенную роль обломочного материала основного состава, источник которого находился в непосредственной близости. Отношение $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ имеет низкие значения, что указывает на отсутствие влияния эксгалационной компоненты в процессе седиментации. Завершается разрез свиты незрелыми терригенными осадками – среднезернистыми кварцитами, что свидетельствует об обмелении бассейна и формировании прибрежно-морской зоны. Олиго- и мезомиктовый состав кварцитов, а также присутствие в них серицита указывают на преобладание кислых пород в области сноса. Изотопные данные указывают на преобладание источника сноса с возрастом 2820 млн лет, а верхняя возрастная граница осадконакопления не превышает 2494 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 17-05-00592 А.

Литература

1. Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии / Ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1982. 204 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. +1 вкл. (МПР РФ, ПГО «Архангельскгеология»).

Глинистые минералы и их распределение по площади и разрезу в живетских и нижнефранских образованиях присводовой части Воронежской антеклизы

Глины в рассматриваемых отложениях развиты довольно широко (свыше 50% общего объема пород) и сложены каолинитом и иллитом, в незначительных количествах встречены монтмориллонит и хлорит. Из неглинистых минералов преобладает кварц. Методами рентгеноструктурного и микронзондового анализа были изучены свыше 150 проб. Во всех исследуемых образцах доминирующими минералами являются каолинит, с основными рефлексами 7.18; 4.31; 3.56; 2.552; 2.492; 1.484 Å [2] и иллит, определяемый по отражениям с $d = 10.0; 4.99; 3.32$ Å [5]. Присутствие на дифрактограммах хорошо выраженных рефлексов hkl каолинита свидетельствует о достаточно хорошей степени совершенства кристаллической структуры минерала. Каолинит устойчив к воздействию кислот, однако разрушается при прокаливании [1]. Сопутствующими минералами являются монтмориллонит и хлорит.

Изучение живетских и нижнефранских пород позволило выделить три ассоциации глинистых минералов: практически мономинеральная каолинитовая, иллит-каолинитовая и каолинит-иллитовая.

Первая ассоциация является практически мономинеральной каолинитовой, поскольку содержание монтмориллонита, хлорита и иллита не превышает первых процентов (рис. 1а). Она связана с глинисто-алевритовыми отложениями прибрежных и застойных участков лагун и, в меньшей степени, с прибрежно-морскими отложениями. Кристаллическая структура каолинита обладает высокой степенью совершенства (см. рис. 1г, д). Элювиальный каолинит, развитый по полевым шпатам и биотиту и сформировавшийся в коре выветривания по породам кристаллического фундамента, не испытывал долгого транспорта и отлагался в лагунах. Здесь благодаря высокому содержанию органики создавались условия, благоприятные не только для сохранения, но и совершенствования кристаллической структуры каолинита.

Вторая ассоциация – иллит-каолинитовая, характеризуется преобладанием каолинита над иллитом, с резко подчиненным количеством монтмориллонита и хлорита (см. рис. 1б). Эта ассоциация приурочена к прибрежно-морским, реже – к мелководно-морским отложениям. Длительность транспортировки и щелочные условия привели к диспергации

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

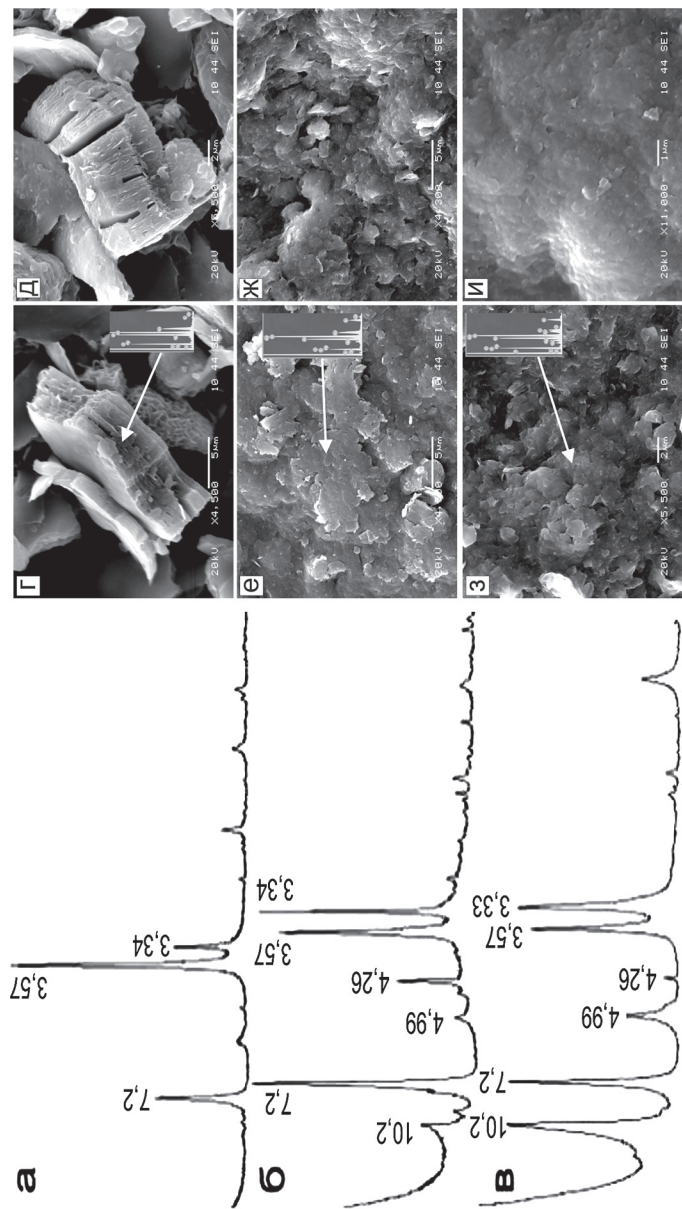


Рис. 1. Дифрактограммы глин: а – первой ассоциации; б – второй ассоциации; в – третьей ассоциации. Микрофотографии глин в электронном микроскопе: г, д – первой ассоциации; е, ж – второй ассоциации; з, и – третьей ассоциации

кристаллов каолинита и нарушениям его кристаллической структуры (см. рис. 1е, ж).

Третья ассоциация – каолинит-иллитовая, является обычной в основном для глинистых отложений мелководно-морских фаций и характеризуется преобладанием иллита над каолинитом. Различия в их содержании составляют от 10–15% до 50%. Так, на дифрактограммах глин (см. рис. 1в) рефлексы 001 каолинита и иллита имеют почти равные площади, а это означает, что содержание второго вдвое больше, чем первого [5]. Следует отметить отсутствие рефлексов типа hkl у каолинита, что свидетельствует о разупорядоченной кристаллической структуре минерала, возникающей при дроблении и измельчении его частиц. Отмечаются незначительные количества хлорита и монтмориллонита.

Полученные новые результаты по изучению глин в живетских и раннефранских отложениях присводовой части Воронежской антеклизы с привлечением некоторых данных предыдущих исследователей [3, 4, 7, 8] позволили выявить особенности распределения глинистых минералов по площади и разрезу.

Глины *воробьевского горизонта* состоят в основном из каолинита и иллита. Содержание первого у границ выклинивания горизонта достигает 70% и более, а в направлении на северо-восток уменьшается до 50%. В незначительных количествах отмечается хлорит, а на юге исследуемой территории в глинах присутствует монтмориллонит. Вверх по разрезу количество иллита возрастает, а каолинита, соответственно, снижается. Минеральный состав соответствует второй и третьей ассоциациям.

Особенностью *ардамовских* глин является повышенное (около 60%) содержание в них каолинита на большей части площади распространения, а у границ выклинивания – может достигать 100%, и глины становятся полностью каолинитовыми.

Изменение состава глинистых минералов по разрезу сходно с воробьевским временем – в нижней части преобладает каолинит, сменяющийся вверх по разрезу иллитом. Состав глинистых минералов исследованных образцов соответствует второй, реже первой, иногда третьей ассоциациям.

Вблизи южной границы выклинивания *ястребовского* горизонта глинистые породы практически нацело сложены каолинитом. Иногда в заметных количествах отмечается хлорит, который в таких случаях наряду с каолинитом и иллитом является породообразующим минералом. Последний обычно развит по вулканогенным компонентам туфогенно-осадочных пород. Минеральный состав исследованных образцов соответствует, в основном, второй, иногда первой и третьей ассоциациям. Границы распространения ассоциаций пространственно связаны с фациальными границами.

Глины *чаплыгинского* горизонта сложены в основном каолинитом и иллитом. В незначительных количествах отмечается хлорит и монтмо-

риллонит. На большей части площади содержание хлорита колеблется в пределах 50–60%. Только в узкой полосе, примыкающей к границе распространения горизонта на юге, количество каолинита увеличивается до 90%, тогда как на северо-востоке территории уменьшается до 40%. Минеральный состав соответствует второй и третьей ассоциациям. Вторая ассоциация пространственно связана с лагунными фациями, а третья – с прибрежно-морскими.

Таким образом, в изученных глинах минеральный состав близок. Во многом он обусловлен поступлением каолинита и иллита из кор выветривания, развивавшихся на породах кристаллического фундамента в источниках сноса. В глинах в основном присутствуют первая и вторая ассоциации глинистых минералов, а третья, каолинит-иллитовая, встречается только на крайнем северо-востоке исследуемой территории. В морских обстановках, по мере удаления от источников сноса, происходит диспергация и нарушение кристаллической структуры каолинита, в то время как иллит является относительно устойчивым минералом. При появлении вулканического материала, в осадках присутствует хлорит, в известковистых разностях глин – монтмориллонит. Изменение состава глинистых минералов происходило в направлении с юго-востока на северо-запад, в связи с удалением области седиментации от источников сноса. В этом направлении уменьшалось количество каолинита, а иллит становился преобладающим минералом. Поскольку большая часть исследуемых отложений относится к лагунным и прибрежно-морским фациям, в них и сосредоточены скопления каолинита, привнесенного из кор выветривания кристаллического фундамента.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00115 мол_а.

Литература

1. *Бортников Н.С., Новиков В.М., Савко А.Д. и др.* Структурно-морфологические особенности каолинита различных стадий литогенеза глинистых пород (на примере Воронежской антеклизы) // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 5. С. 426–440.
2. *Васильев Е.К., Нахмансон М.М.* Качественный рентгенофазовый анализ. Новосибирск: Наука: Сиб. отд-е, 1986. 195 с.
3. *Жабин А.В.* Эволюция ассоциаций глинистых минералов в фанерозойских отложениях воронежской антеклизы. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2007. 23 с.
4. *Жабин А.В., Савко А.Д., Сиротин В.И.* Глинистые минералы осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: ВГУ, 2008. 92 с. (Тр. НИИ Геологии. Вып. 51.)

5. *Котельников Д.Д. Конюхов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
6. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов М.: Гос. научно-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1957. 868 с.
7. *Савко А.Д.* Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1988. 192 с.
8. *Савко А.Д.* Глинистые породы и связанные с ними полезные ископаемые в палеозойских и мезокайнозойских отложениях Воронежской антеклизы. Статья 1. Глинистые породы палеозоя. // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2013. № 2. С. 86–94.

А.В. Можеровский¹

Особенности трансформации слоистых силикатов в мезозойско-кайнозойских отложениях северо-восточной части зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану

Изучение процессов преобразования вещества в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану необходимо для решения фундаментальных проблем литогенеза, связанных с оценкой и использованием энергетического и минерального потенциала вулканогенно-осадочных толщ, преимущественно развитых в данном регионе. Слоистые силикаты, являясь чуткими индикаторами условий осадконакопления, изменений палеогеографической обстановки и характера диагенетических преобразований осадочного материала, позволяют решать вопросы стратиграфических построений и уточнения особенностей истории геологического развития. Наиболее выраженными индикативными особенностями, в нашем случае, обладают слоистые силикаты – смектит, корренсит, ректорит, каолинит, слюда и хлорит. Автором изучено пространственное и временное распределение этих минералов в мезозойско-кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных породах дна Японского и Охотского морей, Приморского края, Восточного Сахалина, Малой Курильской островной дуги и подводного хребта Витязя [1, 3, 4, 5]. Выделен временной (ранний мел – палеоген), широтный (от Японского моря до Камчатки) и мощност-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ ДВО РАН), г. Владивосток, Россия

ной (1.5–3 км) интервал существования высокоупорядоченных смешанослойных (корренситоподобных и ректоритоподобных) минералов. Сделан вывод о том, что во всех изученных древних бассейнах седиментации, которые образовывали разрозненную сеть на материковой окраине северо-востока Азии и развивались в едином седиментационном режиме, в одно-возрастных породах формировались одни и те же аутигенные минералы. Выделены три минеральные зоны – хлорит-слюдистая (нижний мел и более древние породы), переходная – корренсит-ректоритовая (нижний мел – палеоген) и смектитовая (от олигоцена по настоящее время), характеризующие основную направленность и стадии минеральных преобразований осадков и пород в процессе окраинно-морского седиментогенеза и эпигенеза. Отмечено, что слоистые силикаты преобразуются по двум направлениям – трансформация смектита в слюду (при избытке калия) через серию смешанослойных образований типа слюда-смектит (ректоритоподобные), отражающая эпигенетические превращения, и в хлорит-смектит (при избытке магния) через серию смешанослойных образований типа хлорит-смектит (корренситоподобные), характеризующая обстановку осадконакопления. Изучение минерального состава цемента вулканогенно-осадочных пород юга Приморского края позволило более детально, основываясь на степени кристаллического совершенства корренсита и ректорита и минеральных ассоциациях, выделить временные этапы эпигенетических преобразований [2]. Начальная хлоритизация приходится на олигоценовое время (33–23 млн лет); образование корренсита в смеси с корренситоподобным минералом – предположительно эоценового возраста (56–33 млн лет); корренсит без хлорита, но с присутствием слюды в следовых количествах (палеоцен-эоценовый температурный максимум – 56 млн лет); хорошо окристаллизованный корренсит с начальным появлением хлорита может иметь маастрихт-датский возраст (66 млн лет), а корренсит с хлоритом, слюдой и ломонтитом – нижнемеловой и более древний возраст.

Изученные мезозойско-кайнозойские вулканогенно-осадочные и осадочные породы дна окраинных морей северо-западной части Тихого океана и прилегающих территорий формировались синхронно и имеют, как минимум, два трансгрессивных цикла. Один начинался в раннем мелу, а второй в палеоцене с базальных конгломератов, образовавшихся в (тектонически спокойных) мелководных морских условиях. При этом источником являлись преимущественно кислые и средние магматические породы, характерные для коры континентального типа. Общая мощность осадков в изученных бассейнах могла превышать 2–3 км. Аутигенное минералообразование во всех изученных бассейнах имеет сходные черты и указывает на одинаковые условия формирования пород, что согласуется с данными других методов исследования. В прибрежных морских

условиях формируются минералы, которые в результате дальнейших преобразований переходят в корренситы и ректориты. В песчаниках преобладают корренситы, а для алевролитов и алевроаргиллитов характерны ректоритоподобные образования. В изученных бассейнах индикативными свойствами обладают минералы – смектит, корренсит, ректорит хлорит и слюда. Находка корренсита и ректорита в осадочных породах может свидетельствовать о том, что: а) возраст этих пород не моложе эоцена и предполагаемая мощность осадков не менее 2–3 км; б) возможна связь с отложениями близкими к соленосным.

Предполагается, что в раннемеловое и палеогеновое время исследованные бассейны осадконакопления, образующие собой разрозненную сеть на материковой окраине Северо-Востока Азии, развивались в едином седиментологическом режиме (в накапливающихся осадках формировались минералы, которые в результате процессов эпигенеза трансформировались в корренсит и корренситоподобные минералы).

Поскольку корренситоподобные и ректоритоподобные минералы, вероятно, связаны с испарением морской воды и осолонением бассейнов осадконакопления, то породы, их содержащие, могут являться реперными в стратиграфических построениях для корреляции однотипных отложений в дальневосточных окраинных морях и на прилегающей суше. Возможно, что нижнемеловые и палеоценовые толщи других осадочных бассейнов также содержат отложения близкие к соленосным.

Устанавливается минералого-, тектоно-седиментологическая связь между подводной возвышенностью Ямато и южной частью Приморского края. Возможно, эти территории в раннемеловое и палеоценовое время охватывал единый седиментационный цикл, выразившийся в формировании однотипных отложений с одинаковыми аутигенными минералами.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ТОИ ДВО РАН, № Гос. регистрации АААА-А17-117030110033-0.

Литература

1. *Можеровский А.В.* Аутигенное минералообразование как индикатор условий формирования мезокайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов дальневосточных морей. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук / Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. Владивосток, 2016. 45 с.

2. *Можеровский А.В.* Геология и стратиграфия полуострова Посьет (Южное Приморье) с минералогической точки зрения // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Сер.: Науки о Земле. 2019. № 3(43). С. 26–37.

3. Можеровский А.В., Терехов Е.П. Аутигенные минералы цемента ранне-меловых и палеоценовых осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 59–70.

4. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Горовая М.Т. и др. Вещественный состав мел-палеогеновых пород котиковской серии п-ова Терпения (остров Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 97–110.

5. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б. и др. Верхнемеловые и кайнозойские комплексы вулканогенно-осадочных пород подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. № 3. С. 24–31.

А.В. Моисеев¹

Строение и состав мезозойских кремнистых пород северной части Алганского террейна (Корякское нагорье)

Введение. В позднеюрско-раннемеловое время вдоль окраины Азии существовала Удско-Мургальская островодужная система. В пределах исследуемого района, комплексы островодужной системы включены в состав Усть-Бельского террейна и надвинуты на среднеюрские – раннемеловые породы Алганского террейна [6] Алганский террейн имеет сложное покровно-складчатое строение и представлен разнообразными вулканогенными, кремнистыми и терригенными породами. Пестрый состав и сложные взаимоотношения не позволяют установить, являются ли эти породы разнофациальными, но образованными в едином бассейне, или они формировались в различных бассейнах и позднее были тектонически совмещены. Для решения этой задачи были изучены петрографические особенности и вещественный состав кремнистых пород, отобранных из разных мезозойских разрезов Алганского террейна. Многие из этих кремнистых пород были датированы по радиоляриям [3, 5, 7].

Геологическое строение района. Географически исследуемый район расположен в пределах Усть-Бельских гор, на правом берегу среднего течения р. Анадырь. Покровно-чешуйчатое строение региона впервые было обосновано в работе [1]. В составе аллохтона выделяются несколько пластин, сложенных породами от позднего протерозоя до среднего палеозоя [1–4, 7].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

В состав параавтохтона включены вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения юры – мела, которые традиционно объединяются в алганскую (ранее пекульнейвеемскую) свиту. Породы параавтохтона были изучены нами в ходе нескольких полевых сезонов. На границе автохтона и параавтохтона развит крупный серпентинитовый меланж, шириной до 35 км, в состав которого включены блоки: габбро, докембрийских катаклазированных плагиогранитов и диоритов, верлитов, а также крупные блоки кремнисто-базальтовой ассоциации. Тело меланжа включено в состав «Верхней» пластины. Структурно ниже обнажаются вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, которые отнесены к «Нижней» пластине.

Результаты исследований. На основании различий литологических характеристик и вещественного состава нами было выделено несколько комплексов.

Среди блоков меланжа в «Верхней» пластине были выделены следующие комплексы.

Вулканогенно-кремнистый комплекс. Вулканиты представлены базальтами с реликтами подушечной отдельности. Кремнистые породы образуют вытянутые будины или прослои среди базальтов. Реже наблюдаются стратиграфические контакты кремней с базальтами. Разрезы разбиты на повторяющиеся чешуи мощностью до 100 м.

Вулканогенные породы по содержанию петрогенных и рассеянных элементов сходны с океаническими базальтами срединно-океанических хребтов (тип СОХ).

Кремнистые породы залегают на базальтах и представлены плитчатыми кремнями, мощностью до 30 м. Из различных горизонтов кремнистых пород были выделены радиолярии киммеридж-титона и киммеридж-валанжина. Породы имеют буроватую окраску, сложены мелкогранулярными зёрнами кварца и содержат тонкорассеянные включения гематита. Остатки радиолярий замещены халцедоном. В некоторых образцах остатки раковин радиолярий составляют до 60–70% породы. Основная масса сложена кварц-халцедоновым криптозернистым материалом.

В нижней части разрезов кремнистые породы характеризуются высокими концентрациями кремнезема (93.8 мас.%) и высокой долей свободного кремнезема $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – до 160.16 и низким содержанием Al_2O_3 – от 0.1 до 1.1 мас.%. Спектр распределения РЗЭ, нормированный на PAAS сходен со спектром глубинной окисленной океанской воды, при выраженном дефиците Ce ($\text{Ce}_{\text{paas anom}} = 0.26$), с обогащением СРЗЭ и ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ: $\text{La}/\text{Sm}(n) = 0.82$, $\text{La}/\text{Yb}(n) = 1.20$.

Выше по разрезу в породах увеличивается содержание Al_2O_3 (до 3.62%), что связано с увеличением терригенной примеси и фиксируется при микроскопических наблюдениях.

Спектр РЗЭ имеет положительный наклон и несколько обогащен средними и тяжелыми РЗЭ относительно лёгких: $La/Sm(n) = 0.61-0.67$, $La/Yb(n) = 0.45-0.50$; характеризуется ясно проявленным положительным Ce-максимумом: $Ce_{\text{paas anom}} - 1.66-1.72$, а также значениями отношения Ce/La (3.61–3.75), близкими к крайним значениям эвпелагических красных глин.

Осадконакопление происходило в абиссальных условиях открытого морского бассейна, где при образовании пелагических осадков происходило смешивание мелкозернистого вулканического материала различного состава с биогенными остатками.

Туфотерригенный комплекс. Обнажается в виде отдельного блока, видимой мощностью не менее 200 м. Комплекс образован плохо стратифицированными туфогенно-обломочными породами (размерность обломков варьирует от пелитовой до мелкогравийной), с горизонтами андезитов и туфосилицитов.

Туфосилициты сложены серовато-зеленой скрытокристаллической основной массой с примесью пирокластического материала (до 20–30%). Пирокластита представлена кристалло- и витрокластами, которые иногда слагают прослой мощностью 0.2–0.4 мм. Спектр РЗЭ имеет хорошо выраженный положительный наклон, породы обеднены ЛРЗЭ: $La/Sm(n) = 0.44-0.73$, $La/Yb(n) = 0.36$; характеризуются высокими значениями Ce/La (2.62) и Zr/Y (6.49). Приведенные геохимические параметры туфосилицитов близки к терригенным и туфотерригенным осадкам окраин океанов.

Туфогенно-обломочные породы не удалось датировать. Они содержат олистолиты яшм, из которых выделены радиолярии аален-батского, бат-киммериджского и бат-оксфордского возрастов. **Таксономический состав радиолярий олистолитов указывает на их накопление в борельской провинции.** По своим характеристикам породы сходны кремнями верхней части разрезов вулканогенно-кремнистого комплекса.

Вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный комплекс. На данный момент выделение комплекса во многом условно, он часто объединяет недатированные, сильно измененные породы, которые, возможно, являются фрагментами других комплексов. Туфотерригенные породы в основном не стратифицированы. Спилиты с будинами кремней чаще всего образуют тектонические включения (до 1–2 м) в туфотерригенном матриксе. Состав кремнистых пород отражает их накопление в пелагических частях океанов.

Все породы «Нижней» пластины отнесены к вулканогенно-туфотерригенному комплексу. Толща хорошо стратифицирована. Наиболее широко распространены пачки переслаивания туфогенных песчаников и алевролитов. На юго-западе района развиты грубообломочные разности туфоген-

ных пород, а также появляются известковистые породы. На северо-западе обнажаются прослой пестроцветных тонкоплитчатых кремнистых пород. Из яшм и кремнистых пород, отобранных почти во всех изученных разрезах, были выделены радиолярии титон-берриасского интервала. Большинство кремнистых горизонтов комплекса принадлежит южно-бореальной провинции. Вулканиты вариативны по составу и обладают промежуточными характеристиками между островодужными вулканитами и базальтами типа СОХ. Подобные составы вулканитов позволяют предположить их формирование в пределах окраинного моря.

Выводы. Изучение состава кремнистых пород является необходимым инструментом для проведения палеотектонических реконструкций в тех районах, где восстановить первичную последовательность и взаимоотношения пород не представляется возможным. Изучение особенностей среднеюрских – раннемеловых кремнистых пород позволило реконструировать в Усть-Бельском сегменте Удско-Мургальской островодужной системы латеральные ряды палеоструктур.

Формирование пород *вулканогенно-кремнистого комплекса* происходило в пелагических частях глубокоководного бассейна. Изменение состава пород вверх по разрезу указывает на увеличение влияния терригенного сноса и эксплозивного вулканизма. Ограниченная распространенность пород комплекса в целом, малая мощность глубокоководных осадков и геохимические характеристики вулканитов не позволяют предполагать их происхождение в крупных океанических бассейнах. Скорее, породы комплекса были образованы в центральных частях окраинного моря.

В *туфотерригенном комплексе* встречаются олистолиты глубокоководных кремней **средней юры – низов поздней юры**. Выведение подобных пород в область эрозии и размыва можно объяснить вхождением в аккреционную призму более древних, по сравнению с кимеридж-валанжинскими, фрагментов глубокоководного бассейна. Таким образом, накопление *посттитонских* туфотерригенных пород происходило на предостроводужной части желоба, который был сложен аккрецированными фрагментами верхней части коры окраинного моря.

Характерной особенностью формирования *вулканогенно-туфотерригенного комплекса* «Нижней» пластины является компенсированное накопление пестрых грубозернистых туфотерригенных пород. При сравнении с породами «Верхней» пластины они отличаются своей отчетливо выраженной стратификацией. Состав пород указывает на относительно мелкоководные условия формирования. Скорее всего, породы «Нижней» пластины накапливались в окраинноморском бассейне.

Исследования проведены за счет средств гранта РФФИ мол_a_вед №18-35-20037.

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья. // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, С. 30–70.
3. Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы (СВ России, Корякия): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук М.: 2015. 30 с.
4. Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. 220 с.
5. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д. Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка). // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013, том 21, № 2, С. 43–60.
6. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. «Тектоностратиграфия мезозойских комплексов Северо-Западной части корякского нагорья, Район Усть-Бельских гор» стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016, том 24, № 4, с. 55–81. DOI: 10.7868/S0869592X16040062
7. Соколов С.Д., Бялобжецкий С.Г. Террейны Корякского нагорья. // Геотектоника. 1996, № 6. С. 68–80.

В.П. Молчанов¹, Д.В. Андросов¹

Природа карбонатных пород Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции

Графитоносные породы занимают обширные территории в пределах Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая. 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). Одним из важнейших результатов геологических исследований последних десятилетий в пределах

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ ДВО) РАН, Владивосток, Россия

этой зоны является открытие [2] проявлений благороднометальной минерализации. В ее северной, российской, части (Дальнереченская площадь) выявлено пять месторождений (наиболее крупное из них – Филинское), в центре (Лесозаводская площадь) расположено свыше тридцати объектов (в том числе известные месторождения графита Тамгинское и Тургеневское), а в южном, китайском, сегменте (Машаньская площадь) размещено около сорока месторождений, в том числе 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. Было предложено [3] объединить упомянутые графитоносные площади в одну Цзямусы-Ханкайскую провинцию. К числу ключевых проблем геологии изученных месторождений относится установление источников их рудного вещества. Для решения этой проблемы изучен изотопный состав карбонатных пород, несущих важную генетическую информацию о происхождении и условиях формирования благороднометальной минерализации. Отбор проб осуществлялся из карьеров и керна буровых скважин, обнажений вмещающих пород и рудных образований большинства известных к настоящему времени объектов Дальнереченской, Лесозаводской и Машаньской графитоносных площадей.

Изотопный анализ кислорода и углерода карбонатов выполнен с использованием высоковакуумной системы для разложения карбонатов в фосфорной кислоте [10] и изотопного масс-спектрометра MAT (Fisher Scientific, Germany). Вес анализируемых образцов составлял около 5 мг. Измерения изотопного состава проведены относительно лабораторного стандарта, калиброванного по международным стандартам NBS-18, NBS-19 и IAEA-CO-8. Результаты измерений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ даны в отношении к международным стандартам VSMOW и VPDB, соответственно. Погрешность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (1σ) составляла 0.05‰ для лабораторного стандарта и 0.1‰ для образцов.

На диаграмме соотношений изотопных составов кислорода и углерода карбонатных минералов (рис. 1) отчетливо видны два тренда их эволюции. Один из них отвечает тренду трансформации морских карбонатных пород на ранней стадии рудообразующего процесса. Так, величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ мраморов варьируют в пределах соответственно 22.2–25.4‰ и -0.7–3.6‰, которые соответствуют осадкам метаморфогенного происхождения [1]. В скарнах изотопные составы кислорода и углерода дистанцированы от мраморов, сдвигаясь в сторону более легких значений: от 16.2 до 20.3‰ и от -1.2 до 2.0‰. Обогащение скарнов легкими кислородом и углеродом неоднократно описано в литературе [4, 5]. Оно связывается с

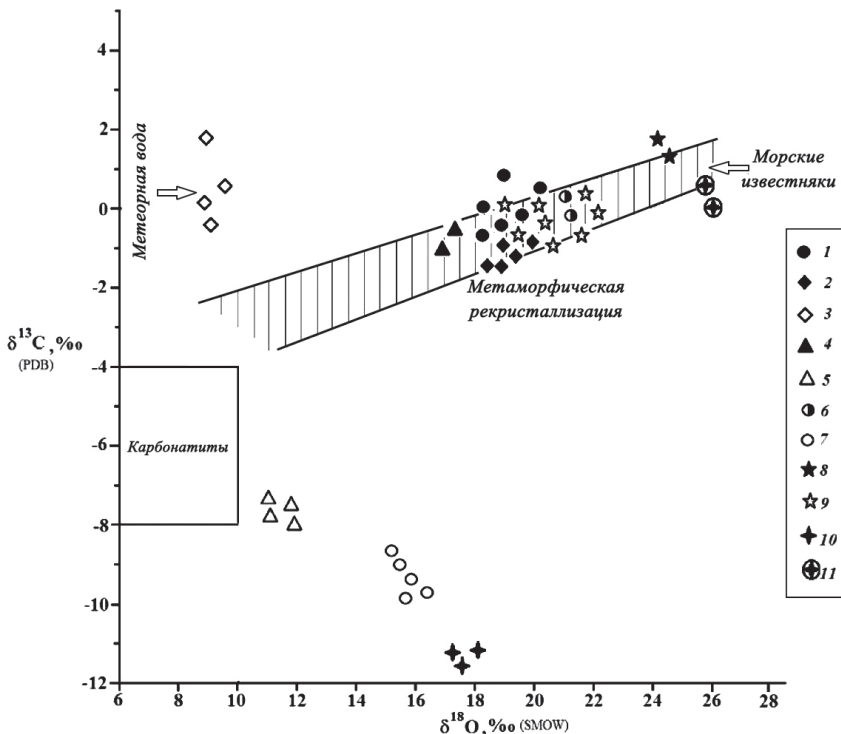


Рис. 1. Характер соотношений изотопных составов кислорода и углерода карбонатных минералов Цзямусы-Ханкайской провинции.

Месторождения: 1 – Филинское (скарны); 2, 3 – Высота 316 (2 – скарны, 3 – пострудные кальциты); 4, 5 – Тургеневское (4 – скарны, 5 – графитовая руда); 6, 7 – Тамгинское (6 – скарны, 7 – графитовая руда); 8, 9 – Ружинское (8 – мрамора, 9 – скарны); 10, 11 – Люмао (10 – графитовая руда, 11 – мрамора).

Поле составов мантийных карбонатных пород по [8]

метаморфической рекристаллизацией пород и привнесом в них изотопно-легких растворов, а также с процессами высокотемпературного разложения карбонатов, сопровождающимися кинетическими эффектами разделения изотопов. Еще в большей степени облегчен кислородно-изотопный состав карбонатов пострудных прожилков (9.0–10.0‰), что указывает на появления в системе изотопно-легких метеорных вод. Их участием в формировании карбонатов скарнов, как отмечалось ранее [6, 7, 9], можно объяснить высокую степень облегчения кислорода последних. Полигенность источников углерода и кислорода послужила причиной широкой дисперсии значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных пород.

Другой тренд зафиксировал облегчение изотопного состава кальцитов графитовых жил в направлении от Тургеневского и Тамгинского месторождений к Люмао. Поле значений первого из них совпадает с контурами мантийного источника [8]. Кальциты Тамгинского месторождения деплетированы тяжелыми изотопами С в меньшей мере, изменяясь соответственно от -8.5 до -10.0%. Степень облегченности изотопного состава С достигает максимальной величины в кальцитах Люмао (от -11.5 до -12.0%). Наиболее вероятной причиной появления легкого углерода могло быть заимствование мантийными флюидами в процессе рудообразования биогенного вещества из вмещающих пород. В тоже время изотопные параметры рудных карбонатов (см. рис. 1) указывают на последовательное обогащение тяжелыми изотопами кислорода карбонатов Люмао относительно Тамгинского и Тургеневского месторождений. Вполне возможно, что это изотопное смещение происходило в результате попадания в систему тяжелого кислорода за счет высокотемпературного разложения карбонатных пород в процессе их метаморфической рекристаллизации.

Резюмируя вышесказанное отметим, что полученные данные по изотопии углерода и кислорода карбонатных минералов российских и китайских месторождений Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции позволяют предполагать участие в формировании сингенетичной им рудной минерализации, по меньшей мере, двух изотопно-контрастных источников: флюидов мантийного происхождения и осадочных пород с органическими соединениями. Кроме того, в рудообразующую систему поступали углерод и кислород, по меньшей мере, еще из двух изотопно-контрастных источников. Одни минералы образовались под воздействием внедрившихся кислых расплавов на карбонатные породы, другие – вследствие участия в рудообразовании метеорных вод.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы: «Месторождения стратегических металлов Тихоокеанской России, обстановки формирования и прогноз их новых и нетрадиционных типов» № 0270-2016-0003.

Литература

1. Фор Г. Основы изотопной геологии. Москва: Мир. 1989. 590 с.
2. 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.
3. Ханчук А.И., Сун Фенгуй, Молчанов В.П. и др. Благородные металлы в графитосодержащих породах месторождения Люмао (Китай) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 80–82.

4. Baumgartner L.P., Valley J.W. Stable isotope transport and contact metamorphic fluid flow // *Rev. Miner. Geochem.* 2001. V. 43. P. 415–467.

5. Bowman J.R. Stable-isotope systematics // *Mineralized intrusion-related skarn systems* / Ed. D.R. Lentz / *Min. Assoc. Can. Short Course*. V. 26. 1998. P. 99–145.

6. Brown P.E., Bowman J.R., Kelly W.K. Petrologic and stable isotope constrains on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek, California // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. P. 72–95.

7. Hall D.L., Cohen L.H., Schiffman P. Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojave Desert, San Bernardino County, California // *Econ. Geol.* 1988. V. 83. P. 568–587.

8. Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon studies of carbonations from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1967. V. 31. P. 407–430.

9. Taylor B.E., O'Neil J.R. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada // *Contrib. Miner. Petrol.* 1997. V. 63(1). P. 1–50.

10. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Gorbarenko S.A. Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2009. V. 23. P. 2391–2397.

**Д.В. Московский^{1,2}, Т.В. Романюк³, А.М. Никишин²,
Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Страшко^{1,2}, А.А. Колесникова¹,
А.С. Дубенский^{1,2}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹**

Ченкская толща таврической серии Горного Крыма: первые результаты U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников

Верхнетриасово-нижнеюрские осадочные образования киммерийского структурного комплекса Горного Крыма (ГК) представлены таврической и эскиординской сериями. Таврическая серия – это мощный комплекс глубоководных флишевых отложений с очень четко проявленной ритмичностью. В объеме таврической серии выделяют верхнетриасовую нижне-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

³ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

таврическую и нижнеюрскую верхнетаврическую свиты. Эскиординская серия представляет собой образования, сформированные в обстановках мелководного шельфа и верхней части борта (склона) осадочного бассейна, и сложена чередованием сланцев (алевро-аргиллитов и аргиллитов) и песчаников с горизонтами хаотического строения – олистостромами. Эскиординскую серию считают возрастным аналогом таврической серии.

В строении киммерийского структурного комплекса ГК участвуют также осадочные образования, представленные в основном песчаниками (песчаным проксимальным флишем [3]), выделяемыми как ченкская толща (иногда ее выделяют в ранге свиты). Поля распространения ченкской толщи расположены на южных склонах плато Обсерватория (южная часть Второй гряды ГК). Толща сложена зеленовато- и буровато-серыми полимиктовыми песчаниками, которые на северо-востоке согласно перекрыты глинистыми турбидитами, а на северо-западе – моноклинально залегающими нижнемеловыми толщами. Фациальные переходы песчаников ченкской толщи к образованиям нижнетаврической и верхнетаврической свит не установлены. Достоверных палеонтологических находок за все время изучения ченкской толщи в ней не обнаружено, поэтому возраст и происхождение толщи до сих пор дискуссионные. В работе [5] ченкская толща отнесена к нижней юре, а в работе [3] обоснован ее синемюрско-раннеплинсбахский возраст и высказано предположение о том, что ченкская толща согласно перекрыта турбидитами верхнетаврической свиты. Однако в работе [6] аргументирован батско-келловейский возраст ченкской свиты, приведена интерпретация слагающих ее песчаников как образований дистальной части эстуария и высказано предположение о том, что ченкская свита в сводном разрезе Второй гряды ГК залегает выше верхнетаврической свиты. В работе [1] песчаники ченкской толщи интерпретируются как тектонический покров, залегающий на глинистых турбидитах.

Мы представляем первые результаты U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из песчаников ченкской толщи. Проба N18-004 отобрана на геологическом полигоне МГУ, из разреза, вскрытого в промоине на юго-западном склоне плато Обсерватория (10 м восточнее ЛЭП, в точке с координатами 44°42'52" с.ш. 34°00'32" в.д). Датирование dZr (LA-ICP-MS) выполнено в ЛХАИ ГИН РАН (Москва). Пробоподготовка, выделение dZr, описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [4, 2].

В пробе N18-004 изучение U-Pb-изотопной системы выполнено для 119 зерен dZr. Для одного анализа получена неинтерпретируемая запись, для 37 анализов возраст определен только по второй половине записи, со-

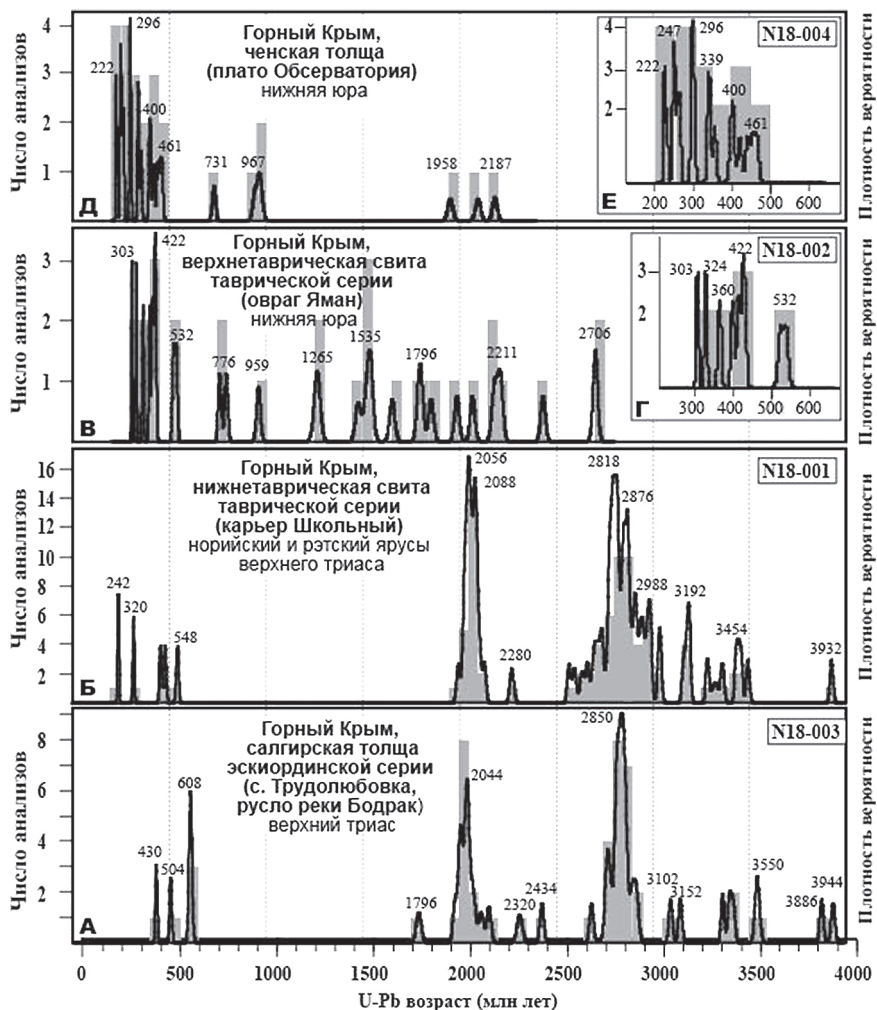


Рис. 1. Гистограммы и КПВ возрастов dZr из проб N18-001 [6], N18-002 [6], N18-003 [Романюк Т.В. и др., 2020 (в наст. сборн.)] и N18-004

ответствующей оболочкам зерен, для двух анализов, напротив, – возраст определен только по первой половине записи, т.е. по центральным частям, соответствующим ядрам зерен. Большинство анализов характеризуется сильной дискордантностью ($D > 10\%$), они исключены из дальнейшего рассмотрения. Только 25 датировок использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) (рис. 1, Д и Е), из них только 4 получены по полной записи, остальные – по оболочкам зерен.

Сопоставление результатов U-Pb-изотопного датирования dZr из песчаников нижнетаврической (проба N18-001) и верхнетаврической (проба N18-002) свит, а также салгирской толщи (верхнетриасовая часть эскиординской серии, проба N18-003) (см. рис. 1) позволило сделать нижеследующие выводы:

1) Между поздним триасом и ранней юрой произошла кардинальная перестройка седиментационных потоков, разгружавшихся в Таврический бассейн.

2) Факт присутствия в ченкских песчаниках пермско-триасовой популяции dZr, отсутствующей в песчаниках верхнетаврической свиты, указывает на заметно отличающиеся источники сноса для этих нижнеюрских толщ и добавляет сильный дополнительный аргумент в пользу выделения ченкских песчаников как самостоятельной стратиграфической единицы.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет средств РФФИ (№ 18-05-00495 и №19-05-00284).

Литература

1. Милеев В.С., Вишневецкий Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 5–79.

2. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер.4: Геология. 2020. № 2. С.3–15.

3. Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2004. № 2. С. 21–31.

4. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.

5. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. и др. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 40–48.

6. Тевелев А. В., Коварская В.Е., Татарнинова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2012. № 2. С. 14–24.

Об условиях осадконакопления и датировании вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений Северо-Востока России

В Тихоокеанском регионе широко распространены вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Изучение их представляется важным и актуальным, поскольку считается общепризнанным, что кремнистые породы могут служить надежными показателями времени и палеогеографических условий осадконакопления. Чрезвычайно сильная дислоцированность образований, сложные тектонические взаимоотношения, значительная фациальная изменчивость, отсутствие определимой макрофауны стали причиной того, что возраст меловых вулканогенно-кремнистых пород Корякского нагорья вплоть до 1980-х гг. оценивался в пределах от протерозоя до позднечетвертичного времени включительно [8]. Например, проводимые в 2018 г. съемочные работы 1:1 000 000 (R-58, лист нового поколения) на территории Чукотки показали, что имеющиеся отрывочные данные, касающиеся стратиграфии региона, датированы 1958–1961 гг., и с тех пор данных нет, а стратиграфическое расчленение толщ в лучшем случае сделано до яруса, а чаще до отдела и со знаком вопроса. Поэтому их строение, возраст и происхождение остаются дискуссионными и в настоящее время. В решении вопроса о возрасте существенно кремнистых толщ первостепенное значение имеет изучение микрофауны радиолярий, которая часто является пороодообразующей. Радиолярии, благодаря современной методике химического препарирования и использования сканирующего электронного микроскопа, в последнее время выведены в ранг ведущей группы микроорганизмов с кремнистым скелетом, применяемой в стратиграфии вулканогенно-кремнистых и терригенных образований Северо-Востока России. Изучение таксономического состава и морфологических особенностей радиолярий – важный аспект для выяснения принадлежности радиоляриевых сообществ к той или иной палеогеографической провинции, а, следовательно, палеоширотам их обитания и осадконакопления. В свою очередь, эти данные в совокупности с другими геологическими данными имеют большое значение для выяснения геологической истории и геодинамической эволюции региона. Именно радиоляриевый анализ в сочетании со структурными и литологическими исследованиями в настоящее время положен в основу изучения комплексов, слагающих древние аккреционные призмы Северо-Востока России.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Наиболее эффективным способом изучения радиолярий из вулканогенно-кремнистых и терригенных образований в Тихоокеанском регионе является сочетание двух методов: изучения радиолярий в шлифах и отпрепарированных форм с последующим фотографированием под СЭМ.

Благодаря проведению в последние два десятилетия тематических разномасштабных работ был изучен ряд ключевых участков в Корякском нагорье и на полуострове Камчатка. На территории Корякского нагорья наиболее детально изучены мезозойские образования в северо-западной части (р-н Усть-Бельских и Алганских гор), юго-западной (Пенжинский хребет, Прибрежный пояс Тайгоноса) и южной частях (Олюторская зона). На полуострове Камчатка на западе изучены докайнозойские выходы пород в районе устья р. Паланы – устья р. Анадырки; хребта Омгон; мыса Хайрюзова; меловые образования на Камчатском перешейке и в Срединном хребте, а также на восточной Камчатке – полуострова: Камчатский Мыс, Кроноцкий, Шипунский и некоторые другие. В результате исследований был выделен ряд тектоностратиграфических комплексов, установлен их возраст, сделаны выводы об условиях осадконакопления; для большинства комплексов проведена реконструкция первичных взаимоотношений пород. Установлено сдваивание тектонических пластин; в ряде случаев выявлено, что кремнистые горизонты различных стратиграфических уровней были образованы в разнообразных палеоклиматических зонах. Кроме этого, были установлены неоднократные случаи переотложения радиолярий.

Так, было установлено, что в кампанское время синхронно происходило формирование как окраинноморских (ватынская серия), так и островодужных образований (ачайваемская свита) в Олюторской зоне на юге Корякского нагорья [4]; попутновской и голубовской толщ на Валагинском хребте [1]; шипунской толщи и фрагментов ветловского комплекса на Шипунском полуострове (Восточная Камчатка) [9]. Впервые установлен кампанский возраст для пород бухты Моховой (Восточная Камчатка), ранее возраст определялся как позднемеловой лишь предположительно [7]. Впервые описана и продатирована олистостромовая толща на мысе Витгенштейна (Олюторская зона, Корякское нагорье) [2, 4] и в Паланском разрезе (Западная Камчатка) [6]. Впервые обнаружены и датированы кампаном с помощью радиоляриевого анализа фрагменты тектоностратиграфических разрезов в Усть-Бельских горах Чукотки [5]. Анализ радиоляриевой микрофауны из разных структурно-формационных зон, расположенных в южной и северо-западной частях Корякского нагорья, показал существенные различия в распределении таксонов и морфологии раковин, возможную связь с различными палеобассейнами в кампанское время [3].

Таким образом, радиоляриевый анализ является одним из ведущих методов датирования мезозойских осадочно-вулканогенных образований на Северо-Востоке России, благодаря которому можно не только устано-

вить возраст тектоно-стратиграфических комплексов, выяснить их внутреннее строение и реконструировать первичный разрез, но и проводить палеорекострукции, а также решать вопросы, связанные с определением масштабов горизонтальных перемещений аккрецированных палеоокеанических фрагментов.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН (№ гос. регистрации АААА-А18-118021690155-7) и частично за счет средств гранта РФФИ мол_а_вед № 18-35-20037.

Литература

1. *Бахтеев М.К., Палечек Т.Н., Тихомирова С.Р.* Кампанские радиоларии северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 4. С. 52–61.

2. *Богданов Н.А., Гарвер Дж.И., Чехович В.Д. и др.* Обстановки формирования флишоидно-олистоостровового комплекса западного побережья Алеутской глубоководной впадины // Геотектоника. 1999. № 5. С. 52–66.

3. *Палечек Т.Н.* Поздне меловые радиоларии Олюторского и Алганского террейнов Корякского нагорья // Геология морей и океанов: Мат. XXIII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября, 2019. Т. 1. Москва: ИО РАН, 2019. С. 162–164.

4. *Палечек Т.Н.* Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиолариевого анализа). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.

5. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульня И.В.* Тектоностратиграфия северо-западной части Корякского нагорья (р-н Усть-Бельских гор) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–81.

6. *Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н.* Строение и возраст осадочно-вулканогенных отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 57–74.

7. *Савельев Д.П., Палечек Т.Н.* Новые данные о возрасте кремнисто-вулканогенных отложений бухты Моховой // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 59–63.

8. *Терехова Г.П., Эпштейн О.Г.* К вопросу о строении и возрасте верхнемеловых кремнисто-вулканогенных толщ северо-восточной части Корякского нагорья // Биостратиграфия и корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1980. С. 115–128.

9. *Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П.* Тектоностратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3–17.

**Кремнистые субмаринные эксгаляции
как возможный источник рудообразующих элементов
в золотоносных углеродисто-терригенных
комплексах**

Проблема источника рудообразующих элементов в золотоносных углеродисто-терригенных комплексах до сих пор остается дискуссионной. В качестве одного из решений этой проблемы предлагается привлечение эндогенного источника, действующего одновременно с формированием осадков [3, 5 и др.]. Так, обогащение металлами океанических осадков многие литологи связывают с гидротермальным их поступлением из активных зон [9, 10 и др.]. При изучении золотоносных палеозойских углеродисто-терригенных комплексов Приамурской золотоносной провинции (Амуро-Охотская складчатая область) нами обращено внимание на присутствие в разрезе кварцитов и кварцитовидных сланцев. Они встречаются на всех стратиграфических уровнях рудовмещающего разреза в виде маломощных прослоев, линз и относительно крупных залежей, а также мощных пачек тонкого переслаивания с углеродистыми сланцами, с характерной ритмичной тонкослоистой текстурой. В нижней (эвгеосинклинальной) половине разреза они ассоциируют с метаморфизованными вулканитами основного состава, а в верхней (миогеосинклинальной) – имеют самостоятельное значение. Геологические условия залегания, текстуры и структуры пород указывают на то, что это метаморфизованные кремнистые отложения.

Согласно представлениям И.В. Хворовой, вулканогенный вынос непосредственно влиял на образование кремнистых отложений геосинклиналей прошлого [10]. Так в составе кремнисто-глинистого комплекса, выделяемого в северо-западной части Тихом океане, отмечаются безрадиоляриевые кремни, которые по геохимическим характеристикам приближаются к металлоносным осадкам Восточно-Тихоокеанского поднятия [9]. Из этого следует гидротермально-осадочная природа подобных кремнистых отложений, возможность обогащения их и ассоциирующих терригенных пород эндогенными химическими элементами, что может решить вопрос, хотя бы частично, об источнике рудообразующих элементов в рудоносных углеродисто-терригенных комплексах.

¹ Федеральный исследовательский центр Южный научный центр (ЮНЦ) РАН, Ростов-на-Дону, Россия

Изученные нами кварцитовидные сланцы и кварциты состоят на 80–90% из кварца. Остальные минералы представлены светлыми слюдами (серицит, мусковит), альбитом, хлоритом. Весьма характерно присутствие железо-марганцевого граната (ферроспесартина), а также распределенной по сланцеватости вкрапленности пирротина. Редко отмечаются лейкоксен, циркон, апатит, стильпномелан и углеродистое вещество. В верхней (миогеосинклинальной) части стратиграфического разреза, где породы не метаморфизованы, в кварцитах развиты гидроксиды марганца и железа, а сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом. Изотопный состав серы сульфидов соответствует метеоритному стандарту и указывает на эндогенный источник [2].

Применение геохимической методики (железо-марганец-титановый модуль), разработанной Н.М. Страховым [8] для выявления субмаринных эксгальционно-гидротермальных отложений, позволило установить, что таковыми могут являться кварцитовидные сланцы и кварциты, выявленные в разрезе углеродисто-терригенного комплекса. Числовые значения модуля $(Fe+Mn)/Ti$ в изученных одиннадцати пробах кварцитовидных сланцев и кварцитов изменяются от 16 до 143. Только в двух образцах они ниже вычисленного Н.М. Страховым критического значения (20 ± 5) и составляют 16 и 20. В остальных пробах они выше 27. Помимо Fe и Mn, породы характеризуются высоким содержанием многих микроэлементов. Путем пересчета по методике [8], нами предпринята попытка выявить те элементы, которые поступали в первичный осадок с подводными эксгальциациями. Для этого рассчитывалось количество микроэлемента, содержащегося в терригенной фракции осадка, и вычитанием из общего содержания элемента в образце находилось его содержание в эксгальтививной фракции. Количество глинистой фракции в образце вычислялось по содержанию Al_2O_3 , исходя из предположения, что весь глинозем входит в состав глины. При этом использовалось среднее содержание Al_2O_3 в глинах по [6], равное 17.36%. Для всех остальных элементов были взяты кларки для глинистых пород, приведенные в работе [1].

Установлено, что многие из анализируемого спектра элементов (Co, Ni, Cu, Mo, Zn, Yb, Pb, Sn, Th, Y, Nb и Au) присутствуют в количествах, превышающих величину их содержания в глинистой фракции осадков. Избыток этих элементов в кварцитах и кварцитовидных сланцах мы связываем с эксгальтививной фракцией. У таких элементов, как Li, Rb, Be, Sr, Cr эксгальтививная фракция отсутствует, они полностью входят в состав глинистой фракции. У Ba и U избыток содержания относительно терригенной фракции обнаруживается примерно в половине изученных проб. Таким образом, многие микроэлементы обнаруживают эксгальтививную фракцию, но их количества в ней существенно различаются.

Ниже приводится ряд элементов, построенный по принципу уменьшения кларков концентраций, которые рассчитаны по полученным нами данным как отношение величины содержания элемента в 100% объема эксгальтативной фракции к кларку этого элемента в глинах:

Mn → Co → Cu → Ni → Mo → Yb → Au → Zn →
15.6 → 3.5 → 2.8 → 1.9 → 1.6 → 1.34 → 1.21 → 0.64 →
→ Nb → Th → V → Fe → Sn → Y → Pb → Zr
→ 0.5 → 0.4 → 0.35 → 0.34 → 0.33 → 0.3 → 0.3 → 0.26

Таким образом, по степени концентрации, в эксгальтативной фракции выделяются три группы химических элементов. В первую группу входят элементы, эндогенная концентрация которых превышает их концентрацию в терригенных осадках. Это Mn, Co, Cu, Ni, Mo, Yb и Au. Вторую группу составляют элементы, присутствующие в эксгальтативной фракции, но содержание которых ниже, чем в терригенной фракции (Zn, Nb, Th, V, Fe, Sn, Y, Pb и Zr). Третья группа представлена элементами, не обнаруженными в эксгальтативной фракции (Li, Rb, Be, Sr, Cr, U, Ba).

При анализе величин содержания микроэлементов в метатерригенных породах устанавливается, что парапороды нижней (эвгеосинклинальной) половины разреза, насыщенные прослоями кварцитовидных сланцев обогащены элементами первой группы. Так, содержание MnO в них почти вдвое больше, чем в породах остальных частей толщи, валовые содержания Co и Ni больше почти в 10 раз, Cu – в 3–6 раз, Au – на 20%. Полученные данные позволяют сделать вывод о заметном влиянии эндогенного материала на геохимию терригенных осадков нижней части изученного разреза.

Что касается кварцитов и кварцитовидных пород верхней (миогеосинклинальной) части разреза, где отсутствуют явные признаки вулканизма, то они могут быть отнесены к категории «скрыто вулканогенных» (по И.А. Хворовой [10]), когда поступление кремнезема и других элементов происходит с эксгальтациями по зонам глубинных разломов при отсутствии видимой связи с собственно вулканическими породами. Такой механизм формирования эксгальтационно-осадочных образований с эндогенным источником химических элементов в терригенных комплексах подобен модели вулканогенно-осадочного образования железистых кварцитов [4] и других железо-кремнистых пород [7].

Рассеянный эндогенный материал оказал существенное влияние на геохимию терригенных осадков там, где с максимальной активностью проявлялась субмаринная эксгальтационно-гидротермальная деятельность

(в виде повышенных концентраций Si, Mn, Co, Ni, Cu, Mo, Yb и Au в углеродистых парасланцах). Подводные эксгаляции приносили кремнезем, марганец, железо, золото и другие рудные элементы в терригенные осадки и в условиях прекращения терригенного сноса формировали самостоятельные кремнистые и сульфидно-кремнистые залежи, часто переслаивающиеся с океаническими базальтами. С возобновлением терригенного сноса формировались терригенные осадки, обогащенные эндогенными химическими элементами. При частой смене прекращения и возобновления терригенного сноса формировались пачки с частым переслаиванием глинистых и кремнистых пород. При этом как терригенные, так и эксгаляционные кремнистые осадки оказывали геохимическое влияние друг на друга. Первые обогащались железом, марганцем, кобальтом, никелем, медью и золотом; вторые – органическим и глинистым веществом.

Литература

1. *Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г.* Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 477 с.
2. *Грибанов А.П., Парада С.Г.* Трехстадийная модель источника серы в золоторудных месторождениях Приамурья // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Тез. докл. II Всесоюз. сов. Новосибирск: ИГ СО АН СССР, 1985. С. 119–120.
3. *Константинов М.М.* Стратиформное золотое оруденение – достижения и проблемы построения моделей рудообразующих систем // Руды и металлы. 1993. № 1–2. С. 14–20.
4. *Кулиш Е.А.* Основные черты эволюции метаморфогенного рудообразования. Киев: 1993. 72 с.
5. *Парада С.Г.* О литогенной природе некоторых золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 275–288.
6. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1310.
7. *Сафронов В.Т.* Железисто силикатные породы (эвлизиты) раннего докембрия Евразии // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 3. С. 236–257.
8. *Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
9. *Хворова И.В.* Два типа Тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 91 с. (Тр. ГИН. Вып. 490)
10. *Хворова И.В.* Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. I. Осадкообразование. М.: Наука, 1968. С. 9–136. (Тр. ГИН. Вып. 195)

Строение сульфатно-карбонатно-терригенной формации вендского палеобассейна Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы по результатам изучения керна скважин

Изучение верхневендских отложений Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) представляет интерес в связи с их региональной нефтегазонасностью. Рассматриваемый стратиграфический интервал приурочен к непскому и тирскому горизонтам верхнего венда [5]. Стратиграфия этих отложений изучается не одно десятилетие, однако возрастное обоснование и корреляция не имеют однозначного решения, что связано в первую очередь с недостаточной освещенностью разреза керном. Особую актуальность в настоящее время приобретают площадные исследования вещественных характеристик, фациальных переходов и палеогеографические реконструкции, направленные на выявления закономерностей формирования отложений, для дальнейшего прогноза и оценки нефтегазонасности.

Основой для проведения работы послужил комплекс геолого-геофизической информации: результаты геофизического исследования скважин (ГИС), послонного литологического и седиментологического описания керна скважин.

Применяя метод секвентной стратиграфии, планомерно производились региональные построения через Ботуобинскую и Приленско-Непскую структурно-фациальные зоны НБА, в результате которых были выделены региональные перерывы и особенности формирования изучаемых отложений [3, 4]. Введем основные понятия. Формация (геоформация) - это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры [2]. Неоднородность формаций крупных геологических тел позволяет выделять в конкретных формациях субформации (разновозрастные части) и градации – одновозрастные, но разные по строению части формации. Градации – латеральные части формаций, примерно отвечающие элементарным фациально-палеогеографическим обстановкам, объединяющим ряд более мелких фациальных зон [6]. Соответствуют секвенциям 3-го порядка. Секвенция – это относительно согласная последовательность генетически взаимосвязанных пластов,

¹ ООО ИНК, Иркутск, Россия

ограниченная в кровле и подошве стратиграфическими несогласиями или соответствующими им согласными границами. Она сложена последовательностью системных трактов и интерпретируется как геологическое тело, сформированное в период между максимумами скорости падения относительного уровня моря [1, 6, 8].

Сульфатно-карбонатно-терригенная непско-тирская формация залегает на породах кристаллического фундамента, либо на более древних осадочных образованиях. Подошва формации является поверхностью стратиграфического несогласия.

Результаты петрографических исследований свидетельствуют в пользу того, что источник сноса терригенного материала располагался в магматических породах кислого состава [6]. Песчаники и алевролиты имеют полевошпат-кварцевый состав; акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, ильменитом, магнетитом, апатитом. Присутствие редких обломков эффузивных пород в шлифах указывает на слабую вулканическую активность. Базальные грубо-крупнозернистые песчаные породы в подошве секвенций приурочены к этапам тектонической активизации, положительным тектоническим движениям, которые инициировали выветривание с последующей транспортировкой обломочного материала с прилегающих возвышенностей в бассейн осадконакопления. Таких эпизодов, по результатам изучения, выделено четыре: в начале ранне- и позднепесчаного, а также ранне- и позднепесчаного времени. К базальным песчаникам приурочены продуктивные горизонты.

Породообразующими минералами карбонатных пород являются магнезит и доломит. Магнезиты так же, как и доломиты – первичные биогенные. В разрезе отмечается неравномерная сульфатизация, свидетельствующая об относительно мелководных/лагунных обстановках осадконакопления в условиях аридного климата при интенсивном испарении. Мощность формации закономерно увеличивается с северо-запада на юго-восток, в сторону Предпатомского осадочного прогиба.

В строении формации выделено две субформации. Далее по тексту будет кратко рассмотрено их строение (рис. 1).

Карбонатно-терригенная непско-раннетирская субформация состоит из трех секвенций третьего порядка (градаций). Подошвы секвенций отвечают поверхностям стратиграфического несогласия. Отложения трактов низкого стояния уровня моря имеют проградационное строение и представлены следующей последовательностью (в направлении из бассейна в сторону континента): глинистые шельфовые отложения, переходящие в глинисто-песчаные прибрежно-морские и далее в песчаные аллювиальные и песчано-гравелитовые пролювиальные отложения.

Трансгрессивные поверхности проведены по смене характера пакетов парасеквенций с проградационного на ретроградационный. Трансгрес-

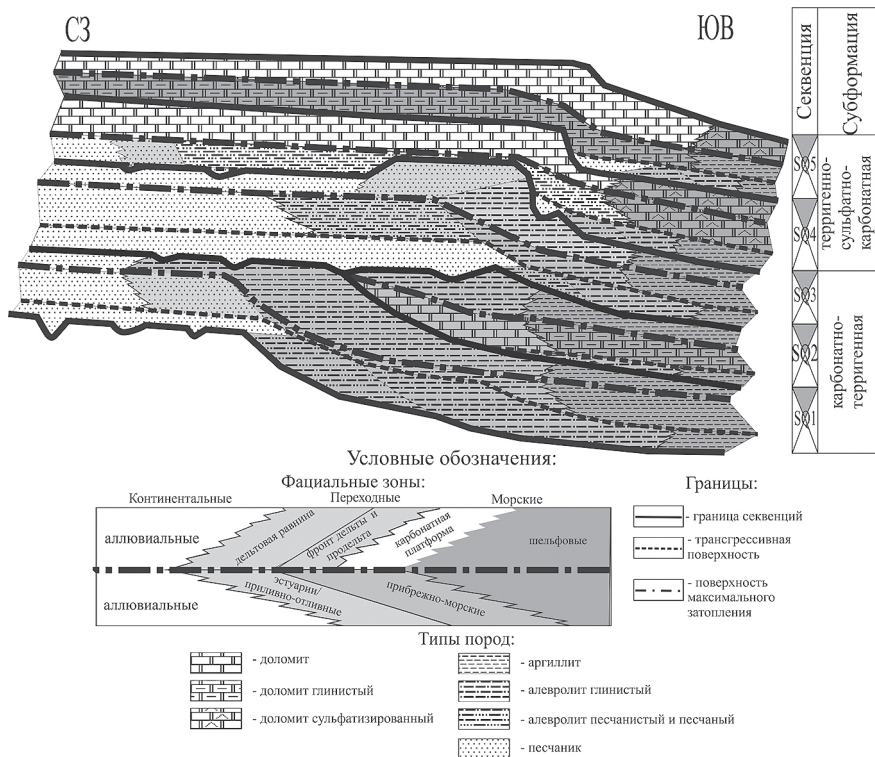


Рис. 1. Секвенс-стратиграфическая модель непско-тирского этапа осадконакопления позднего венда Непско-Ботубобинской антеклизы юга Сибирской платформы

сивные системные тракты формируют следующую последовательность: смешанные песчано-карбонатно-глинистые отложения шельфа, переходящие в глинисто-песчаные и песчано-глинистые прибрежно-морские и далее в песчаные аллювиальные. Поверхности максимального затопления проведены по пику гамма-каротажа и смене ретроградационного на агградационно-проградационный пакет парасеквенций. Тракты высокого стояния уровня моря характеризуются агградационным, агградационно-проградационным строением пакетов парасеквенций и формируют следующую последовательность: глинисто-карбонатные шельфовые отложения, переходящие в карбонатные-глинисто-песчаные прибрежно-морские и в песчаные аллювиальные отложения.

Терригенно-сульфатно-карбонатная ранне-позднетирская субформация состоит из двух секвенций третьего порядка (градаций). Подошвы секвенций отвечают поверхностям стратиграфического несогласия. От-

ложения трактов низкого стояния уровня моря имеют проградационное строение и представлены следующей последовательностью (в направлении из бассейна в сторону континента): глинисто-песчаные прибрежно-морские отложения, переходящие в песчаные аллювиальные.

Трансгрессивный тракт представлен следующей последовательностью: глинисто-карбонатные отложения шельфа, переходящие в сульфатно-глинисто-карбонатные прибрежно-морские отложения и далее в аллювиальные отложения. Тракт высокого стояния уровня моря формирует следующую последовательность: сульфатно-карбонатные отложения шельфа, переходящие в карбонатные прибрежно-морские (мелководно-морские) отложения. Последние постепенно смещаются в сторону бассейна.

Таким образом, непско-тирская карбонатно-терригенная формация подразделяется на две самостоятельные субформации. Карбонатно-терригенная непско-раннетирская состоит из трех секвенций третьего порядка. Терригенно-сульфатно-карбонатная ранне-позднетирская состоит из двух секвенций третьего порядка. Осадки накапливались в условиях пассивной континентальной окраины в современных координатах с зональностью северо-запад – юго-восток в современном плане в обстановках от пролювиальных и аллювиальных до лагунных и мелководно-морских.

Терригенные коллектора в непском и тирском горизонте Приленско-Непской структурно-фациальной зоны формировались на этапах низкого стояния уровня моря. Карбонатные коллектора в тирском горизонте формировались на этапе высокого стояния уровня моря. В Ботуобинской структурно-фациальной зоне терригенные коллектора в непском горизонте формировались на этапе низкого стояния уровня моря, а в нижнем подгоризонте тирского горизонта – на этапе высокого стояния уровня моря.

Литература

1. *Маргулис Л.С.* Секвенсная стратиграфия в изучении строения осадочных чехлов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 3. С. 1–26. (Электронный ресурс http://www.ngtp.ru/rub/2/37_2008.pdf)
2. *Плюснин А.В.* Вещественный состав курсовской свиты венда Мирнинского выступа Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения kernового материала // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2019. № 6. С. 32–39.
3. *Плюснин А.В.* Модель строения венда северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы по результатам изучения опорных разрезов и секвенс-стратиграфического моделирования Непского свода и Мирнинского выступа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 3. С. 1–39. (Электронный ресурс DOI: 10.17353/2070-5379/30_2019)

4. Плюснин А.В., Неделько О.В., Вилесов А.П. и др. Секвенс-стратиграфическая модель непской и тирской свит венда центральной части Непского свода (Непско-Ботуобинская антеклиза, Сибирская платформа) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 1– 30 с. (Электронный ресурс DOI: 10.17353/2070-5379/13_2019)

5. Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. 40 с.

6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ. 1995. 476 с.

7. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1961. 352 с. (Тр. ГИН. Вып. 37)

8. Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall C.G.St.C. et al. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature // Newslett. Stratigr. 2011. V. 44(3). P.173–245.

9. Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic Sequence stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa, Oklahoma // SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. V. 7. 1999. 195 p.

В.В. Покалюк¹

**Слабоактивные магнитные аномалии
в гнейсовых толщах верхов палеопротерозоя
Украинского щита в аспекте древних
метаморфизованных литоральных россыпей**

Восстановление фациальных особенностей накопления терригенных осадков в палеопротерозойских бассейнах представляет значительный интерес в аспекте теоретических проблем эволюции осадочного литогенеза в раннем докембрии и связанных с ними вопросов поисков разнообразных полезных ископаемых.

В пределах западной и центральной частей Украинского щита (УЩ) широко распространены относительно слабо метаморфизованные гнейсовые толщи, относимые к верхам палеопротерозоя. На западе щита это гнейсы тетеревской серии, в центральной части щита – гнейсы ингуло-

¹ Институт геохимии окружающей среды НАН Украины, Киев, Украина

ингулецкой серии, в Криворожском бассейне – микрогнейсы и сланцы глееватской свиты. Все эти комплексы характеризуются большим сходством состава, химизма, литологии, особенностей распространения, петропарагенезисов и характеризуют собой особый этап развития УЩ – эпиплатформенной блоковой активизации с накоплением мощных незрелых флишеидных толщ субграуваккового состава. Их осадочная метатерригенная природа подтверждена огромным фактическим материалом, в то же время сведения о метаморфизованных литоральных россыпях в них вызывают большой интерес.

Так называемая Центрально-Анновская магнитная аномалия в Северном Криворожье была выявлена в 1930-х годах при проведении магнитной съемки в Криворожском железорудном бассейне. В последующие годы, в связи с поисками богатых железных руд, на площади района неоднократно проводились более детальные геофизические работы, в результате которых уточнены форма и размеры аномалии. В магнитном поле Центрально-Анновская аномалия отчетливо прослеживается непрерывной полосой на протяжении Анновского района Кривбасса примерно на 12 км в виде цепочки линейно вытянутых в меридиональном направлении отдельных максимумов интенсивностью 500, 1500, 700 гамм. Максимальная интенсивность, достигающая 1500 гамм, наблюдается в центральной части аномалии. Ширина аномальной зоны в контуре изодинам +500 гамм составляет здесь примерно 350 м. К северу и югу интенсивность аномалии уменьшается с отдельными максимумами соответственно в +700 и +500 гамм.

Пространственно аномалия приурочена к микрогнейсовой толще Анновского района Кривбасса, которая фациально продолжает к северу толщу плагиоклаз-кварц-биотитовых металевросланцев глееватской свиты Центрального района Кривбасса, и является ее несколько более высокометаморфизованным (в условиях эпидот-амфиболитовой фации) литолого-стратиграфическим эквивалентом. Верхняя возрастная граница седиментации глееватской свиты оценивается ~2100 млн лет [1].

Первая геолого-геофизическая интерпретация аномалии была сделана в 1960-х годах В.Ф. Полуэктовым, который связывал ее со сложноскладчатым строением района и возможным залеганием на глубине железистых кварцитов. Ось аномалии интерпретировалась как ось антиклинали с крутым восточным и более пологим западным бортами, в ядре которой на глубинах порядка 500–600 м, предположительно, залегают железистые кварциты саксаганской свиты криворожской серии. Изменения интенсивности аномалии по простиранию связывались с ундуляцией шарнира антиклинали. Проверку бурением и достоверную геологическую интерпретацию аномалия получила только в середине 1980-годов во время работ по обоснованию сверхглубокой скважины в Кривбассе – аномалия

была перебурена скважинами 19924, 19925, 19926 в своей южной части, а также скважиной 20528 в центральной части. В результате сопоставления полученных геологических разрезов с данными наземных и скважинных геофизических исследований установлено, что Центральная-Анновская аномалия обусловлена стратиграфически выдержанным горизонтом магнетитсодержащих плагиоклаз-кварц-биотитовых (нередко с гранатом) микрогнейсов/сланцев, залегающих среди практически немагнитных сланцев такого же состава глееватской свиты. Горизонт имеет в целом крутое падение на запад под углом 75–85° и мощность около 220–260 м. По латерали фиксируется хорошая корреляция разрезов центральной и южной частей аномалии. Магнитоактивный горизонт с востока контактирует с гранатсодержащими и амфиболсодержащими микрогнейсами/сланцами биотит (Би) – плагиоклаз (Пл) – кварцевого (Кв), а также Би–Кв–Пл состава, а с запада – с монотонной толщей безамфиболовых сланцев с Пл–Кв–Би, Кв–Пл–Би, Пл–Би–Кв, Би–Пл–Кв, Би–Кв–Пл составами, нередко с гранатом; с подчиненным количеством Би–Пл–Кв метапесчаников. В южной части аномалии горизонт состоит из трех магнитоактивных пластов мощностью 30, 80, 60 м, разделенных практически немагнитными пластами такого же состава мощностью 20 и 30 м. В центральной части аномалии, где магнитное поле характеризуется наивысшими значениями (1500 гамм), горизонт имеет несколько большую мощность – около 260 м и состоит из двух магнитоактивных пластов мощностью 210 и 20 м, разделенных немагнитным пластом (25 м).

Латеральная выдержанность магнитоактивных пластов микрогнейсов на значительных расстояниях (в несколько километров), их резкие контакты с вмещающими немагнитными сланцами свидетельствуют о первично стратифицированной бассейновой природе концентраций магнетита, не связанной с метасоматическими явлениями в зонах разломов.

Границы магнитоактивных пластов совпадают с литологическими границами внутри толщи. Отмечается зависимость распределения магнетита в породах от их литолого-петрографического состава. Магнитоактивные пласты (содержание магнетита достигает 7%, в среднем 3–5%) сложены преимущественно безгранатовыми разновидностями сланцев/микрогнейсов; по своему исходному гранулометрическому составу, оцененному по реликтовым обломочным структурам в шлифах, они соответствуют крупноалевритовым и тонкопсаммитовым отложениям со значительной примесью глинистого материала. Немагнитные пласты (содержание магнетита не превышает 1%) сложены сланцами с большим количеством биотита и обычно содержат гранат и амфибол в переменных количествах (до 5–10%); они соответствуют более тонкообломочным исходным породам – предположительно слабокарбонатным алевро-пелитам. Таким образом, намечается вполне очевидная связь содержания магнетита с гра-

нулометрической размерностью исходных терригенных осадков – максимальные концентрации приурочены к крупноалевритово-тонкопесчаным фракциям. Такие закономерности свойственны неметаморфизованным бассейновым литоральным россыпям.

Магнетит в этих породах представлен главным образом мушкетовитом (псевдоморфозой магнетита по гематиту), который образует рассеянные зерна пластинчатой или удлиненной формы размерностью 0.01–0.1 мм. Ориентировка зерен мушкетовита обычно совпадает со сланцеватостью породы. По-видимому, мушкетовит образован по кластогенному гематиту, попавшему в осадок при размыве и переотложении железистой формации саксаганской свиты. В меньшей мере присутствуют изометричные или слегка вытянутые, хорошо кристаллографически индивидуализированные метакристаллы магнетита в виде полиэдров и октаэдров, несомненно, метаморфогенного типа, образованные при кристаллобластезе за счет собирательной перекристаллизации очень тонкой железистой кластики.

Выдержанность горизонта по простирацию в пределах всего северного района Кривбасса позволяет использовать его в качестве местного структурного и стратиграфического репера внутри достаточно монотонной толщи микрогнейсов северного Криворожья.

Полностью аналогичные вышеописанным микрогнейсам/сланцам магнитоактивные прослои были вскрыты в разрезе Криворожской сверхглубокой скважины в составе грубообломочных, существенно метаконгломератовых пачек переслаивания глееватской свиты [3].

Такие же магнитоактивные сланцы-метапесчаники, близкого петрографического состава к вышеописанным, обнаружены в регионе южного Приднестровья–Побужья в разрезе так называемой васильевской метакластогенной толщи Фрунзовских магнитных аномалий [4].

На очень сходные метакластиты (но более высокометаморфизованные, в условиях верхней субфации эпидот-амфиболитовой фации) с рассеянными концентрациями магнетита указывает В.Д. Колий [2] в разрезе тетеревской серии восточной части Кочеровского синклиория (северо-западная часть Украинского щита, верхи палеопротерозоя).

Можно утверждать, что слабоактивные магнитные пласты внутри гнейсовых толщ верхов палеопротерозоя УЩ, вызванные рассеянным магнетитом, являются достаточно распространенным явлением. Их происхождение связано с размывом подстилающих более древних комплексов, в том числе железорудных формаций криворожского типа (Сьюпериор), и переотложением их компонентов в литоральной зоне морских бассейнов. Концентрации железистых минералов формировались в основном путем природного шлихования в зоне литорали, а также за счет собирательной перекристаллизации более тонкой железистой кластики. Частичный пере-

ход при метаморфизме окисного железа в закисную (магнитную) форму привели к формированию слабомагнитных стратиграфически выдержанных пластов и горизонтов.

Указанные горизонты могут выступать в качестве местных структурных реперов для расшифровки складчатой структуры гнейсовых толщ, а также дополнительного коррелятивного признака при их сопоставлении.

Литература

1. *Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю.* U-Pb возраст (LA-ICP-MS) кластогенного циркона глееватской свиты Кривбасса (Украинский щит) // Геологический журнал. 2018. № 2. С. 42–57.

2. *Колій В.Д.* Формации и стратиграфия нижнепротерозойских образований Вольнского геоблока (Украинский щит) // Геологический журнал. 1983. Т. 44. № 6. С. 21–33.

3. *Кулиш Е.А., Покалюк В.В., Курлов Н.С., Мечников Ю.П.* Глееватские метаконгломераты Кривбасса – континентальные молассы или мелководно-бассейновые отложения? // Геохимия та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. 2010. Вип. 18. С. 7–26.

4. *Покалюк В.В., Яроцук М.А., Вайло А.В.* Формационно-генетический тип и стратиграфическая позиция метаконгломератов Фрунзовской зоны магнитных аномалий Украинского щита (Южное Побужье) // Геохимия та екологія. Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища. 2010. Вип. 18. С. 102–117.

В.И. Попков¹, И.В. Попков¹, И.Е. Дементьева¹

Литогенез и коллекторские свойства палеозойских отложений западных районов Скифской и Туранской плит

Детальные исследования пород палеозоя позволили выделить в его составе два структурно-формационных комплекса [3, 4, 5]. Породы нижнего до верхнекаменноугольного комплекса представлены в основном

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), Краснодар, Россия

терригенными отложениями, метаморфизованными на стадии хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма. В их составе наиболее широко распространены углеродисто-кварцевослюдяные, кварцево-слюдяные blastsаммитовые, серицито-кварцевые сланцы и кварциты. На ряде площадей они прорваны гранитными интрузиями каменноугольного возраста. Граниты и вмещающие их метаморфические породы рассечены пластовыми телами основного и кислого составов.

Некоторыми скважинами граниты вскрыты непосредственно под осадочными отложениями. В кровле они переработаны процессами выветривания и представляют собой гранитный развал (дресвяник). В приконтактной зоне интрузии встречены кварц-хлорит-актинолитовые и кордиеритовые роговики. По мере удаления от интрузива процессы термального воздействия на вмещающие породы ослабевают, вследствие чего возникают узловатые стяжения в некоторых полностью слюдяных прослоях. В скважинах или интервалах, расположенных на значительном расстоянии от гранитов, иногда присутствуют отложения, измененные на стадии глубокого метагенеза, сохранившие в значительной мере отдельные черты исходных осадочных пород.

Породы палеозоя несут следы наложенных постмагматических гидротермальных процессов, выразившихся в появлении кварц-альбитовых прожилков; серицитизации как вновь сформированных альбитов, так и калиевых полевых шпатов; образовании небольшого количества кристаллов или неправильных выделений пирита; осветлении чешуй биотита с возникновением вдоль трещинок спайности микрозернистого хлорита и серицита; залечивании трещин карбонатным веществом. В ряде случаев в трещинах содержатся также битуминозное вещество и подвижная нефть.

В отдельных случаях наблюдаются зоны брекчирования, милонитизации пород. Наиболее мощная зона трещиноватых и выветрелых гранитов вскрыта на глубину нескольких сотен метров на Оймашинской площади Южного Мангышлака. По имеющимся данным, здесь скважины подсекли зону крупного разлома [8]. Во вскрытом разрезе горизонты катаклазированных гранитов чередуются с более плотными гранитами. Соответственно, меняется и степень их вторичной измененности, выветрелости. При этом выветриванию гранитов могли способствовать как гидротермальные растворы, поступавшие снизу, так и атмосферные воды, проникавшие сверху по зоне повышенной трещиноватости в период предтриасового размыва. Допускается также поступление атмосферных вод на глубину по зоне контакта интрузии с вмещающими породами.

В целом же палеозойские образования, вскрытые глубокими скважинами, представлены преимущественно терригенными породами, сильно

измененными в процессах катагенетического преобразования. Степень сохранности их обломочного материала во многом предопределена характером первоначальной структуры: сгруженностью обломков, их сортировкой, размерами и формой. Так, наилучшая сохранность обломков наблюдается там, где псаммитовые зерна хорошо отсортированы по размерности и количественно не превышают 60% объема породы. В этом случае они разобщены и «запечатаны» цементом базального типа. Несколько по-иному преобразованы терригенные компоненты пород с более высокой насыщенностью обломками и худшей их отсортированностью; такие породы часто превращены в сланцы с едва уловимыми признаками бластопсаммитовых структур. Между этими и предыдущими породами имеются многочисленные промежуточные различия.

Отложения, отнесенные к верхнему структурно-формационному комплексу палеозоя, датированы поздним карбоном – ранней пермью [3–5, 8]. По составу обломочного материала среди них преобладают субграувакки, сложенные плохо- и среднекатанными обломками кварца, кислых плагиоклазов, мусковитизированного биотита, мусковита, кремнистых пород, глинистых и слюдяных сланцев, роговиков, кварцитов. Отмечаются обломки агрегатов полевошпатовых зерен, присущих жильным породам, и сростки мусковита и полевых шпатов из гранитоидных интрузий.

Породы подверглись значительным катагенетическим изменениям, выразившимся в образовании конформных и инкорпорационных, а также бластических структур на контактах обломков; грануляции зерен кварца с формированием кварцитовидных агрегатов, сегрегационных структур. Отмечается рассланцевание пород. В отдельных случаях отложения приобретают облик слабометаморфизованных пород типа кварцево-сланцевых сланцев с реликтовой алевритовой структурой. В пелитовых разностях появляются сланцеватые текстуры, секущие под углом первичную слоистость, а сами породы приобретают вид филлитовидных сланцев. Встречены также аркозы, субаркозы и граувакки. В глинистых разностях иногда отмечается повышенное содержание углефицированного детрита. Наблюдаются текстуры гравитационного оползания и подводного взмучивания, указывающие на морской генезис данных отложений.

По своим формационным особенностям отложения верхнего структурного яруса близки к нижним молассам. Степень их литогенеза, в отличие от подстилающих толщ, колеблется на грани метагенеза – ранних стадий зеленосланцевого метаморфизма. Рассеянное органическое вещество, присутствующее в палеозойских отложениях, углефицировано до антрацитовой стадии [1]. Породы подверглись значительным складчатым деформациям.

В обоих структурно-формационных комплексах палеозоя постдиагенетические изменения привели к потере первичной пористости и проницае-

мости пород. Однако это не может служить основанием для отнесения их к категории бесперспективных в отношении нефтегазоносности. Практика геологоразведочных работ в западных районах Туранской плиты и в других регионах свидетельствует о возможности открытия в породах складчатого основания молодой платформы промышленных скоплений нефти и газа. Обнадёживающие результаты в виде притоков и нефтегазопоявлений получены и в Предкавказье на Армавирской, Александровской, Тульской, Кармалиновской и других площадях. На Кушевском месторождении оказались продуктивны не только нижние горизонты осадочного разреза, но и предполагаемая кора выветривания, развитая на породах фундамента.

В этих условиях коллекторские свойства пород определяются, в большинстве случаев, вторичными процессами: трещиноватостью, выщелачиванием, выветриванием, растворением и т.д. Наиболее благоприятны в отношении нефтегазоносности карбонатные породы. Их развитие в разрезе палеозоя рассматриваемой территории предполагается по геофизическим данным [7]. В карбонатных образованиях возможно формирование наиболее высокоемких коллекторов, так как карбонатные разности пород в жестких термобарических условиях, типичных для палеозойского разреза, в большей степени подвержены процессам формирования вторичной емкости в результате трещиноватости, выщелачивания, доломитизации и других процессов. Показательны в этом отношении результаты бурения в северо-западной части Туаркырской антиклинали, где выявлены блоки пород, сложенные мощной (более 300 м) толщей светлых мраморизованных известняков девонского возраста, которые залегают непосредственно под отложениями платформенного чехла. Нижняя граница толщи скважинами не вскрыта. В верхней части разреза на глубину более 100 м развиты каверновые и карстовые полости, размеры которых в ряде случаев превышают 1.5 м.

В качестве поисковых объектов могут служить гранитоидные интрузии, промышленная нефтегазоносность которых в последние десятилетия доказана во многих регионах мира. В 1980-е годы было открыто Оймашинское месторождение с залежью нефти в гранитном массиве [6], находящееся в настоящее время в эксплуатации.

Емкостную среду оймашинских гранитов формируют вторичные пустоты (5–200 мкм), а также микро- и макротрещины. Раскрытость макротрещин 5–25 мкм. Отмечаются многочисленные вертикальные прямолинейные и извилистые трещины, раскрытость которых достигает 50 мкм. Проницаемость матрицы гранитов не превышает $1 \cdot 10^{-3}$ мкм². Открытая пористость изменяется от 3.4 до 7%, в отдельных случаях – до 12.4%. Среднее значение емкости, содержащей подвижную нефть, составляет 2.7% [6].

В существующей ситуации основной задачей, которая стоит перед геологами-нефтяниками, является разработка эффективной методики прогноза и поиска ловушек нефти и газа в этом сложно построенном комплексе пород [2], поскольку традиционные методы и подходы, применяющиеся для осадочных толщ, здесь не эффективны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 19-05-00165-а; РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 p_a.

Литература

1. *Летавин А.И., Громека В.И., Савельева Л.М.* Фундамент Предкавказья и его возможная нефтегазоносность // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 4. С. 46–48.

2. *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.

3. *Попков В.И., Пинчук Т.Н.* Литология палеозойских отложений Западного Предкавказья // Геология, география и глобальная энергия. 2011. № 3(42). С. 71–77.

4. *Попков В.И., Попков И.В.* Состав и постдиагенетические преобразования отложений нижнего структурного яруса палеозоя запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019. № 4(75). С. 67–77.

5. *Попков В.И., Попков И.В.* Структурно-формационная характеристика верхнепалеозойских отложений запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019. № 4(75). С. 9–17.

6. *Попков В.И., Дорофеев В.И., Дорофеева Л.Е., Малютина А.Е.* Факторы, контролирующие образование фильтрационно-емкостных свойств в гранитном массиве месторождения Оймаша // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2004. № 3(9). С. 297–298.

7. *Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М.* Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 939–943.

8. *Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А.* Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 135–143.

**Верхневендская карбонатная платформа
Оленекского поднятия
(на примере туркутской свиты хорбусуонской серии)**

Систематическое изучение отложений Оленекского фациального региона, ныне относимых к венду и пограничному интервалу венда и кембрия, началось еще до начала Второй мировой войны. В 1939 г. были получены первые данные по стратиграфии района р. Оленек и в составе нижнего кембрия А.И. Гусевым [1] были выделены туркутская, кессюсинская, еркекетская и ноуйская свиты. В 1950 г. в составе нижнего кембрия были выделены более древние, по отношению к туркутской свите, солоолийская, маастахская и хатыспытская свиты [3]. Позднее туркутская свита была отнесена к докембрию [2], а в 1962 г. маастахская, хатыспытская и туркутская свиты были объединены в хорбусуонскую серию и сопоставлены с вендским комплексом. В середине 1980-х годов в верхней части туркутской свиты Г.А. Карловой были обнаружены мелкие скелетные остатки *Cambrotubulus*, позволяющие относить верхи туркутской свиты к немакит-далдынскому подгоризонту. Последние данные, полученные в результате изучения туркутской свиты, свидетельствуют о том, что мелкие скелетные остатки появляются с основания туркутской свиты, что позволяет относить всю туркутскую свиту к немакит-далдынскому подгоризонту [8].

Туркутская свита нами была изучена в бассейнах рр. Хорбусуонки и Керсюке. Нижняя граница туркутской свиты проводится по появлению в разрезах мощных (более 1 м) интервалов, которые сложены неяснокристаллическими ламинитовыми доломитолитами. Кровля свиты представляет собой поверхность палеокарста и перекрывается базальными песчаниками сыаргалахской свиты кессюсинской серии. Туркутская свита имеет сложное фациальное строение, однако ее можно разделить на две подсвиты: нижнюю, которая представлена светло-серыми неяснокристаллическими доломитолитами, а также обломочными и сфероагрегатными доломитолитами и верхнюю, которая сложена желтовато-серыми строма-толитовыми, глинистыми и обломочными доломитолитами. Мощность туркутской свиты составляет 121 м (р. Хорбусуонка).

Как известно, неотъемлемой частью изучения карбонатных пород является выявление их микроскопических особенностей. Исследование пе-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия, rogovvi@ipgg.sbras.ru

тропографических шлифов заключается в определении минералогического состава, изучении структурных компонентов породы, текстуры и структуры, а также характера вторичных изменений и порового пространства с последующим выделением микрофаций. Анализ всех вышеперечисленных признаков приводит к необходимости классифицировать породы на основе соотношения ключевых признаков. Нами в работе использовались классификация С.Г. Вишнякова, основанная на вещественном составе, и структурно-генетические классификации. Структурно-генетические классификации были разработаны как в нашей стране [5], так и за рубежом [6, 7]. В данной работе за основу принята классификация, предложенная Р. Фолком. При проведении микроскопических исследований, в туркутской свите были выделены 12 микрофаций. Следующий этап исследований заключался в выделении микрофациальных типов пород, каждый из которых представляет собой ассоциацию совместно встречающихся микрофаций. При проведении анализа микрофаций, помимо выделения микрофациальных типов пород, выяснялась их приуроченность к стандартным фациальным зонам карбонатной платформы в модели Дж. Уилсона [4].

В туркутской свите выделено 5 микрофациальных типов:

МТ1. Доломикриты и долоспариты. В доломитолитах МТ1 наблюдается тонкая ровная и слабоволнистая слоистость, представленная чередованием скрытокристаллических и микро-тонкокристаллических слоев. Данный МТ характерен для нижней-средней части туркутской свиты и образует в разрезе крупные (диаметром до 100–150 м) биогермы с плоской (практически горизонтальной) кровлей. Формирование таких биогермов вероятно происходило в низкоэнергетических обстановках, ниже базиса действия волн. К верхам разреза в доломикритах появляются признаки усиления гидродинамики: текстуры деформации нелитифицированного осадка, фрагменты деформированных и перенесенных слоев, мелкие обломки, косая слоистость, что может свидетельствовать о приближении к зоне с более интенсивной волновой активностью. МТ1 может соответствовать фациальной зоне рифов края платформы (Ф35), согласно модели окаймленной карбонатной платформы.

МТ2. Долоспариты тонко-мелкокристаллические. В доломитолитах МТ2 отсутствует видимая слоистость или ее реликты. Долоспариты формируют пласты мощностью до 1–2 м в нижней части туркутской свиты. Кристаллы доломита полуокатанные, что может свидетельствовать о транспортировке ила. Образование мощных однородных пластов долоспаритов могло быть связано с действием крупных площадных потоков в пределах склона карбонатной платформы (Ф34).

МТ3. Интрадоломикриты и интрадолоспариты с оолитами и редкими прослоями доломикритов глинистых. Доломитолиты МТ3

характеризуются наличием форменных элементов (главным образом полуокатанных обломков в базальном цементе, редко оолитов), слепков промоин, слепков по кристаллам соли и текстурами ряби волнения. Для пород этого МТ характерны многочисленные полости в виде фенестр, которые заполнены битумом и крупными кристаллами доломита. МТ3 приурочена к средней и верхней частям туркутской свиты. Обломочный материал окатанный и заполняет широкие промоины, а также формирует косую слоистость. Источником обломочного материала могли служить рифы края карбонатной платформы, а окатанность обломков, по всей видимости, свидетельствует о многократном перемещении в пределах песчаной отмели (Ф36).

МТ4. Оодоломикриты, оодолоспариты и пелдолоспариты с обломками, переслаивающиеся с доломикритами глинистыми. Для доломитолитов МТ4 характерны форменные элементы, которые представлены оолитами и в редких случаях пеллетами. Цемент преимущественно крустификационный, реже поровый. Доломитолиты МТ4 распространены преимущественно в верхней половине туркутской свиты, формируют линзовидные тела, слои, пласты (мощностью до 50 см) и заполняют промоины. Оолиты имеют концентрическое строение, хорошо сортированы, а концентрические слои оолитов сложены преимущественно микритом и микроспаритом. Большое количество колец в сечениях оолитов свидетельствует о многократном их окатывании и перемещении. По всей видимости, образование доломитолитов МТ4 происходило в пределах приливно-отливного побережья (Ф37, Ф38).

МТ5. Долобиолититы, переслаивающиеся с доломикритами глинистыми. Долобиолититы МТ5 характеризуются тонкой волнистой строматолитовой слоистостью, которая подчеркивается чередованием темных микритовых и светлых микрокристаллических слойков. Форма отдельных строматолитовых построек преимущественно столбчатая ветвящаяся. Для глинистых доломикритов характерны слепки по кристаллам соли, слепки промоин и обильные трещины усыхания. Долобиолититы и доломикриты приурочены главным образом к самой верхней части туркутской свиты и слагают слои и пласты. В разрезах, в которых наблюдаются МТ5 присутствуют признаки периодического осушения осадка (слепки кристаллов соли, трещины усыхания) и приливно-отливной активности (текстуры ряби волнения, слепки промоин, заполнение межбиогермного пространства обломками, косая однонаправленная слоистость). Наиболее вероятными условиями для образования МТ5 представляются обстановки верхней части приливно-отливной зоны и нижней части прибрежной эвапоритовой зоны.

Таким образом, фации туркутской свиты охватывают практически все фациальные пояса идеализированного профиля окаймленной карбонатной

платформы, тем самым отличаясь от подстилающей хатыспытской осадочной системы (рампы в пределах рифтовой системы) и от перекрывающей сыаргалахской терригенно-карбонатной осадочной системы (морская прибрежная переходная зона в пределах шельфа). Туркутская осадочная система формировалась в условиях высокого стояния уровня моря, а в кровле свиты присутствуют признаки осушения территории и заполнения палеокарстовых полостей, пещер трансгрессивными песчаниками вышележащей сыаргалахской свиты. Кроме этого, туркутская свита имеет значительно большее площадное распространение, чем хатыспытская свита, и выходит за границы хатыспытского рифтового бассейна. По всей видимости, туркутская свита соответствует стадии обширного затопления северо-западной окраины Оленекского поднятия.

Исследования поддержаны грантами РФФИ №18-05-70110 (полевые работы) и №20-35-70016 (лабораторные исследования).

Литература

1. *Гусев А.И.* Геология, угленосность и нефтеносность низовьев р. Оленек. Л.: Издательство Главсевморпути, 1950. С. 16–18. (Тр. НИИГА. Т. 1)
2. *Демюкидов К.К.* Синийские отложения Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. Л.: Гостоптехиздат, 1959. С. 38–39. (Тр. НИИГА. Т. 101)
3. *Журавлев В.С.* Литолого-стратиграфическое подразделение кембрийских отложений Оленекского сводового поднятия. Л.–М.: Водтрансиздат, 1954. С. 27–48. (Тр. НИИГА. Т. 43)
4. *Уилсон Дж.* Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
5. *Хворова И.В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 171 с.
6. *Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // AAPG Mem. 1962. № 1. P. 108–171.
7. *Folk R.L.* Practical petrographic classification of limestones // AAPG Bull. 1959. V. 43. P. 1–38.
8. *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V. et al.* Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Res. 2015. V. 270. P. 226–245.

**Флишевые толщи киммерийского структурного
комплекса Горного Крыма:
результаты U-Pb-изотопного датирования
зерен детритового циркона**

В работе представлены результаты U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из пробы N18-002, характеризующей верхнетаврическую свиту – нижнеюрскую часть таврической серии Горного Крыма. Проба N18-002 отобрана в правом борту оврага Яман (координаты 44°45'40.64" с.ш. 33°59'55.74" в.д.) на геологическом полигоне МГУ.

U-Pb-изотопное датирование dZr (LA-ICP-MS) выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Пробоподготовка, выделение dZr, описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [1, 2]. Калибровка изотопных измерений проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1, качество анализа оценивалось путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 и Plesovice. Для них в ходе измерений получены средневзвешенные конкордантные оценки возраста ($\pm 1\sigma$) 600,4 \pm 6.0 (n = 61), 1074 \pm 18 (n = 12) и 336 \pm 4 (n = 12) млн лет, что в пределах ошибки измерения согласуется с аттестованными по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U значениями возраста 601.9 \pm 0.4, 1063.5 \pm 0.4 и 337.2 \pm 0.1 млн лет, полученными методом CA-ID-TIMS [3].

В пробе N18-02 изучение U-Pb-изотопной системы выполнено для 120 зерен dZr, для 4 анализов получены неинтерпретируемые записи (рис. 1). Большое количество анализов (~75%) с сильно дискордантными значениями свидетельствует о том, что dZr были массово подвержены термальному и/или метаморфическому/метасоматическому воздействию, возможно неоднократному, которое в разной степени нарушило U-Pb-изотопную систему в них, в том числе и очень существенно (D > 30%). В породе, из которой отбиралась проба, не выявлено явных следов метамор-

¹ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

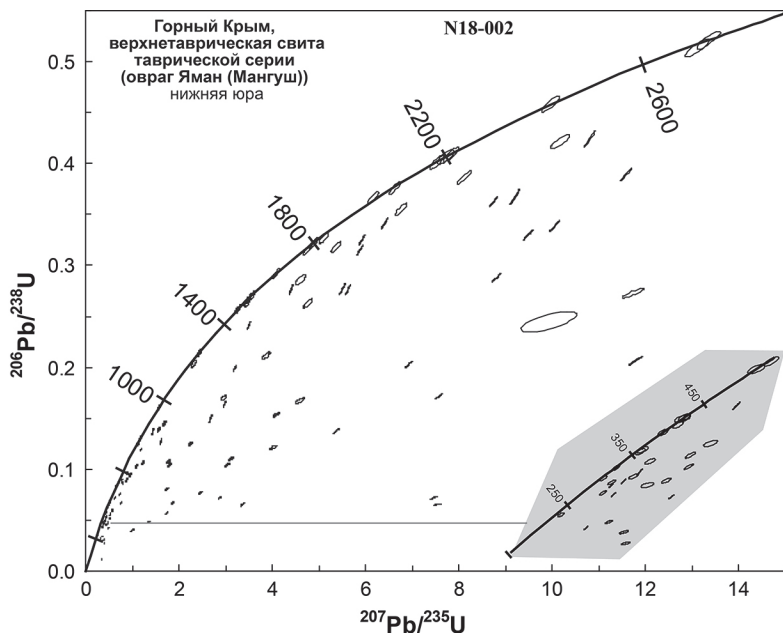


Рис. 1. Диаграмма с конкордией результатов изучения U-Pb-изотопной системы детритовых цирконов из пробы N18-002 ($n = 116$). Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. В виде серой врезки показан увеличенный фрагмент конкордии

фического или метасоматического изменения. Поэтому более вероятно, что dZr были рециклированы из пород, подвергавшихся термальному и/или метаморфическому/метасоматическому воздействию. В большинстве изученных dZr либо непосредственно в оптическом изображении, либо по характеру записи выделялись области, которые можно трактовать как инхеритное ядро и оболочку. Для 13 анализов возраст определен только по второй половине записи, соответствующей оболочке, а для анализа a13 – по центральной части записи. Для анализа a11 запись отчетливо распалась на две части, соответствующие ядру и оболочке, для которых получены конкордантные значения возраста 518 ± 6 млн лет ($D = -0.2\%$) и 424 ± 5 млн лет ($D = 0.0\%$), соответственно. Таким образом, возраст ядра зафиксировал кембрийское (кадомско-авалонское или панафриканское) событие, а оболочка – возраст воздействия на dZr , соответствующий каледонской орогении.

Все анализы с дискордантностью $D > 10\%$ исключены из дальнейшего рассмотрения. Только 30 датировок использованы для построения

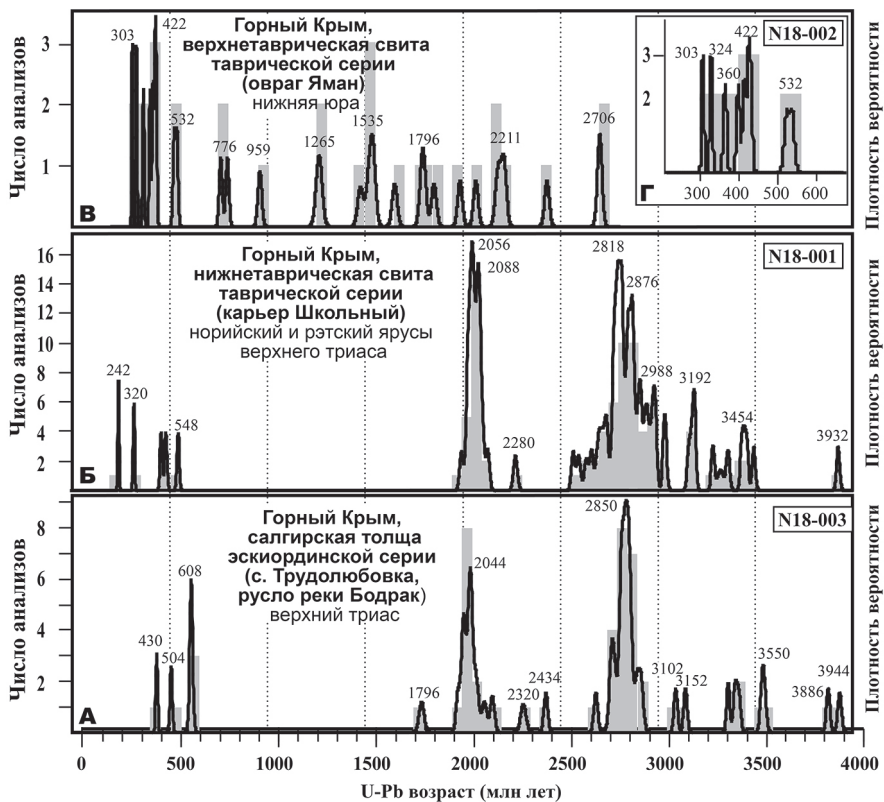


Рис. 2. Гистограммы и КПВ возрастов dZr из проб N18-001, N18-002 и N18-003

гистограммы и кривой плотности вероятности (*КПВ*) (рис. 2В, Г). Максимальный полученный возраст равен 2706 ± 11 млн лет ($D = 0.1\%$), минимальный – 303 ± 3 млн лет ($D = 1.0\%$). Ввиду малого количества анализов с приемлемой дискордантностью на КПВ отражены всего два пика, подержанные тремя измерениями: 1535 и 422 млн лет.

В работе [1] были представлены результаты U-Pb-изотопного датирования dZr из двух проб, характеризующих флишевые толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма: нижнетаврическую свиту (верхнетриасовую часть таврической серии, проба N18-001) и салгирскую толщу (верхнетриасовую часть эскиординской серии, проба N18-003) (см. рис. 1А, Б). В пробах N18-001 и 18-003, которые характеризуют верхнетриасовые флишевые толщи, зафиксировано значительное число dZr с очень древними значениями возраста >3.0 млрд лет. Кристаллические

комплексы с такими древними возрастами чрезвычайно редки в мире, однако они широко представлены в Подольском и Приазовском блоках Украинского щита (УЩ). Это позволяет рассматривать кристаллические комплексы, аналогичные представленным в современной структуре УЩ, очень вероятными первичными источниками этих древних dZr. А это, в свою очередь, может указывать на то, что в позднем триасе Таврический осадочный бассейн располагался непосредственно на южной (современные координаты) континентальной окраине Балтики – Балтийской части Евразии. Однако в пробе N18-002, характеризующей нижнеюрский стратиграфический уровень таврической серии, древних dZr не зафиксировано, но присутствуют dZr с возрастными, не типичными для Балтики. Таким образом, судя по результатам датирования dZr, между поздним триасом и ранней юрой произошла кардинальная перестройка седиментационных потоков, разгрузившихся в Таврический бассейн. Продукты разрушения древнего фундамента Восточно-Европейской платформы (Балтики) перестали достигать бассейна, а по новым путям транспортировки были принесены dZr, типичные для кристаллических комплексов структурного основания Пери-Гондванских террейнов. В том числе dZr с кадомско-авалонскими возрастными и каледонским возрастом метаморфизма и/или метасоматического преобразования.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет средств РФФИ (№18-05-00495 и №19-05-00284).

Литература

1. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 3–15.
2. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.
3. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G. et al. Community-Derived Standards for LA-ICP-MS U-(Th)-Pb Geochronology – Uncertainty Propagation, Age Interpretation and Data Reporting // Geostand. Geoanalytical Res. 2016. V. 40(3) P. 311–332.

О некоторых неточностях при составлении уравнений материального баланса при оценке генерации флюидов

При решении уравнений материального баланса при катагенезе органического вещества углей (ОВУ), для нахождения количества образующихся флюидов традиционно применяются средние арифметические значения убыли ОВУ. В различное время были сделаны попытки поискать более подходящие формулы и улучшить результаты подсчета генерированных флюидов [1, 4–6, 10, 12, 13], но в этих оценках никогда не затрагивался именно геометрический вариант решений.

Для того, чтобы проиллюстрировать ход углефикации ОВУ от длинно-пламенных углей к графиту, построим диаграмму Ван Кревелена [2] по данным В.А. Успенского [13]. На этой диаграмме отображен ход углефикации, при этом расчетные значения не зависят от конкретного угольного бассейна, а являются общепланетарными (рис. 1).

Расчеты проводились по измененным формулам [7, 8], где: при нулевой генерации воды: $H - C/3 + O*3/8/3$; при нулевой генерации углекислого газа: $O/8 - H + C/3$; при нулевой генерации метана: $C - O*3/C + 3*H$. В случае, когда рассматриваются парафины, эти выражения приобретают иной вид. При нулевой генерации воды: $H - C/6 + O*3/8/6$; при нулевой генерации углекислого газа: $O/8 - H + C/6$; при нулевой генерации парафинов: $C - O*3/C + 3*H$. Заметим, что при нулевой генерации парафинов (или метана) выражение будет одно и то же. При этом коэффициент Лейфмана–Вассоевича [4] отражает (никем не отмеченную!) смену преимущественно углекислотного ряда на метановый.

Сначала оценим убыль ОВУ при катагенезе по среднему арифметическому (для метана): от стадии 1 до 2 – 0.97238338914432; от стадии 2 до 3 – 0.953560903753; от стадии 3 до 4 – 0.93011011968348; от стадии 4 до 5 – 0.8974233311896; от стадии 5 до 6 – 0.81312706273519 и от 6 стадии до графита – 0.73067597857384.

При расчете по среднему геометрическому (для метана) эти же оценки приобретают несколько иной характер – от стадии 1 до 2 – 0.98065983871426; от стадии 2 до 3 – 0.96700410791871; от стадии 3 до 4 – 0.95201888601315; от стадии 4 до 5 – 0.93478942798706; от стадии 5 до 6 – 0.89818470190783 и от стадии 6 до графита – **0.85541234218139**. Если взять только крайние члены расчетов 1 до графита (проигнорировав

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, ryabinkin@geo.komisc.ru

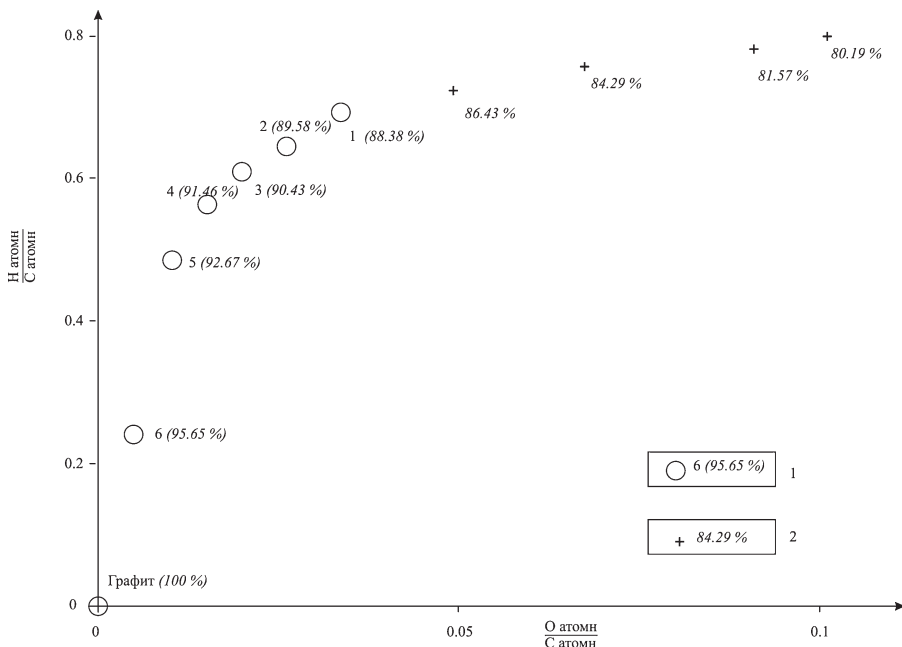


Рис. 1. Диаграмма Ван Кревелена по изменению элементарного состава гумусовых каменных углей при прохождении стадий катагенеза [13].

Примечание: курсивом показано содержание углерода (вес.%) из работы [13].
Условные обозначения: 1–2 – расчет значений: 1 – убыли воды и CO_2 ; 2 – убыли воды и CH_4

промежуточные стадии), то получим: по среднему арифметическому – 0.8689875, а по среднему геометрическому – **0.85541234218139**.

Оказывается, что по среднему арифметическому наблюдается закономерное возрастание оценки убыли (с возрастанием количества промежуточных градаций катагенеза ОВУ), а по среднему геометрическому она не зависит от количества стадий [9, 11].

То же самое имеет место и при замене расчета убыли ОВУ метана на парафины. Так, при переходе (по среднему арифметическому) от стадии 1 к стадии 2 – 0.95435367783527, от стадии 2 к 3 – 0.92439742091263, от стадии 3 к 4 – 0.88617975094487, от стадии 4 к 5 – 0.83071285439058, от стадии 5 к 6 – 0.69470527901736, и, наконец, завершает процесс углефикации расчет от стадии 6 к графиту – 0.58485934868074. При игнорировании промежуточных стадий (когда берется только начальная и конечная стадии катагенеза ОВУ) получим значение 0.58520625. Как видно из расчетов, чем более детально рассматривается процесс, тем более точным по-

лучается выражение. А при замене среднего арифметического на среднее геометрическое, получается очень интересный факт, выражающейся в независимости оценки убыли ОВУ от числа промежуточных стадий.

При расчете убыли ОВУ по парафинам: из начальной стадии 1 в стадию 2 – 0.954311144, из стадии 2 в 3 – 924332215, из стадии 3 в 4 – 0.885102644, из стадии 4 в 5 – 0.830627872, из стадии 5 в 6 – 0.694622294 и, наконец, из стадии 6 в заключительную (графитовую) стадию – **0.584784304**. Это тоже выражение получается, когда будут проигнорированы все промежуточные градации катагенеза, значение – **0.584784304**.

Во всех вышеизложенных расчетах были применены формулы из [8], но с небольшими изменениями. В них проигнорированы содержания серы и азота. Это сделано намеренно, потому что вслед за [7] «...учет азота и серы в силу разнородности материалов вносил иногда погрешности в расчеты...», тем более что на диаграммах Кревелена ни сера, ни азот никак не задействованы (см. рис. 1).

Важно отметить тот факт, что «...соединение представлений В.А. Соколова с теорией перманентности процессов регионального метаморфизма углей позволяет создать стройную картину превращения органического вещества углей в земной коре. Метаморфизацию органического вещества и образование углеводородных флюидов следует рассматривать как две стороны единого процесса» [3].

Таким образом, доказана целесообразность замены среднего арифметического на среднее геометрическое при оценке убыли ОВУ.

Работа выполнена в рамках темы ГР № АААА–А17–117121270036–6 «Геология, условия формирования и нефтегазоносность осадочных комплексов северо-востока Европейской части России, органическая геохимия нефтей и доманикитов».

Литература

1. *Иевлев А.А.* Новый вариант балансовых расчетов выхода углеводородов при катагенезе органического вещества // Геохимические критерии оценки масштабов нефтегазоаккумуляции и прогноза качества углеводородных флюидов в зонах аккумуляции / Под ред. Е.С. Ларской. М.: 1984. С. 16–29.
2. *Кревелен Ван Д., Шуер Ж.* Наука об угле. М.: Госгортехиздат, 1960. 303 с.
3. *Левенштейн М.Л.* Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений: Мат. III-го Всесоюз. сов. по твердым горючим ископаемым. Т. 1. М.: Наука, 1969. С. 113–123.
4. *Лейфман И.Е.* Графостатистический анализ мацералов углей по атомным соотношениям водорода // Химия твердого топлива. 1988. № 4. С. 9–18.
5. *Лифшиц М.М.* К вопросу образования метана в угольных пластах и роли воды в процессе углефикации // Химия твердого топлива. 1973. № 2. С. 4–32.

6. *Панов Н.И.* Характеристика процессов преобразования материнского вещества в современных горючих ископаемых и связь этих характеристик с основными свойствами горючих ископаемых // Генезис твердых горючих ископаемых / Отв. ред. Н.М. Караваев, Н.Г. Титов. М: Изд-во АН СССР, 1959. 359 с.

7. *Радченко О.А., Рогозина Е.А.* О соотношениях в изменении функциональных групп и летучих продуктов углефикации // Химия твердого топлива. № 3. С. –14.

8. *Рогозина Е.А.* О балансовой стороне процесса углефикации рассеянного органического вещества пород // Тр. ВНИГРИ. Вып. 279. С. 3–19.

9. *Рябинкин С.В.* Оценка возможных масштабов генерации метана углями // Воркутинский угленосный геолого-промышленный район: структура запасов и направления комплексного освоения / Отв. ред. В.А. Дедеев, Ю.В. Степанов. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1994. С. 174–180.

10. *Сергеева Г.И.* Интенсивность генерации газовых УВ по балансовому методу при неполной системе балансовых уравнений / Актуальные вопросы геохимии нефти и газа / Ред. В.С. Соболев, В.В. Тихомиров Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 45–49.

11. Топливо-энергетическая база Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1991. 304 с.

12. *Успенский А.В.* Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 312 с.

13. *Успенский А.В.* Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 6. С. 94–100.

К.П. Рязанов¹

Новые данные о железо-марганцевом оруденении в верхнеордовикских отложениях Пай-Хоя

Как известно, марганцевое оруденение на Пай-Хое детально изучено на верхнедевонском стратиграфическом уровне, где широко распространены обогащенные марганцем породы, ассоциирующие с регионально развитым горизонтом яшмоидов и объединенные в фаменскую вулканогенно-осадочную марганценосную формацию [3].

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Однако анализ геологического строения региона и выполненные реконструкции палеобассейнов нижнего палеозоя позволили автору спрогнозировать проявления маганцевого оруденения на других уровнях разреза палеозоя.

В ходе работ впервые было обнаружено марганцевое оруденение в верхнеордовикских образованиях, которое приурочено к юго-западному опрокинутому крылу Пайхойского шарьяж-антиклинория, сложенного палеозойскими осадками зоны перехода от шельфовых к склоновым фациям. Это оруденение имеет принципиально иные черты строения и состав, которые близки марганцевому оруденению атасуйского (парнокского) типа.

В процессе подготовки к изданию комплекта ГК-200/2, листов R-41-XXV, XXVI, XXVII (Оюско-Янгарейская площадь), были проведены буровые работы для подтверждения высокоинтенсивной геофизической аномалии. В пределах этих листов расположен бассейн реки Большая Ою (Великая) и её левые притоки (рис. 1). Породы, вмещающие марганцевое оруденение, по литологическому составу относятся к позднеордовикским образованиям сопчинской свиты (верхнесопчинской подсвите).

Матвеевское проявление железо-марганцевых руд было установлено в 2018 году в ходе работ по подтверждению магнитной аномалии, установленной в пределах листа R-41-XXVI, в 54 км к СВ от пос. Каратайка.

При проходке скважин на участке Матвеевского проявления, под четвертичными отложениями (более 40 м) была выявлена серия рудных тел пластовой морфологии. Сложнопостроенные рудные залежи, мощностью от 0.5 до 8 м, состоят из переслаивающихся линзовидных тел марганцевых и железных руд (рис. 2). Содержание Mn колеблется от 3.02 до 25.71%, Fe – изменяется от 12.83 до 48.05%. Межрудные интервалы выполнены кремнисто-карбонатными породами (кремнистыми доломитами, известковистыми алевролитами и аргиллитами), отнесенными к верхнесопчинской подсвите (O_3sp_2) [2].

Марганцевые руды имеют карбонатный состав (доломиты) и характеризуются линзовидно-полосчатыми текстурами. Структура пород изменяется от микромозаичной в существенно карбонатных прослоях до спутанно-чешуйчатой в слоях, обогащенных стильпномеланом. Главными минералами руд являются родохрозит и карбонаты с переменным содержанием Ca, Mg, Mn и Fe (кутнагорит, доломит, анкерит, кальцит), присутствуют кварц и стильпномелан, в ряде образцов установлены силикаты марганца (тефроит, кариопилит, спессартин (?), пироксмангит (?)). В окорудном пространстве распространены доломит- и гематитсодержащие породы [2].

Основной объем рудных залежей сложен магнетитовыми и стильпномелан-магнетитовыми рудами (\pm кварц, сидерит, анкерит, доломит, био-

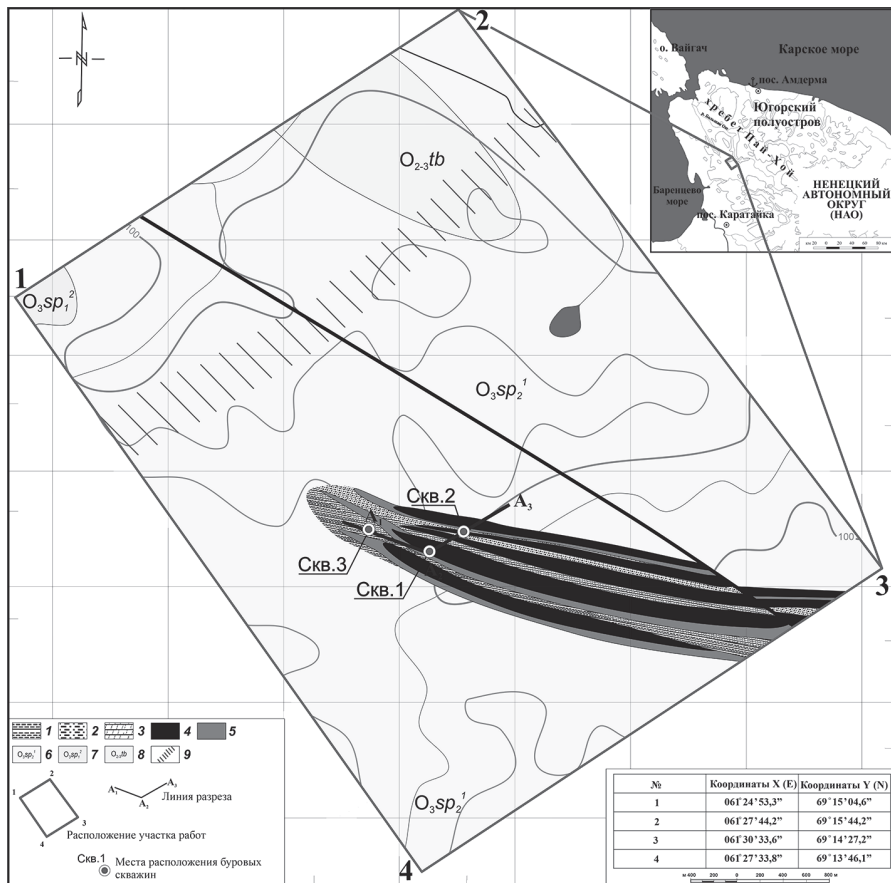


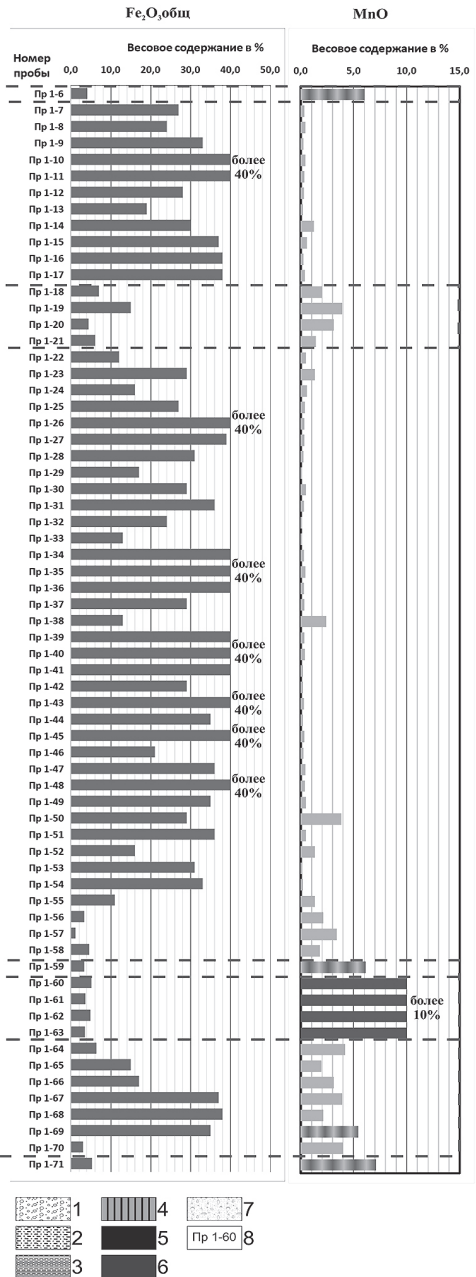
Рис. 1. Схема расположения Матвеевского рудопоявления (без покрова четвертичных образований).

Условные обозначения: 1 – известковистые аргиллиты; 2 – известковистые алевролиты; 3 – доломиты; 4 – железорудная зона; 5 – марганцеворудная зона; 6 – сопчинская свита, верхняя подсвита; 7 – сопчинская свита, нижняя подсвита; 8 – тальбейтывисская свита; 9 – зона Сопчинского разлома фундамента

Рис. 2. Послойное описание ядра скв. 1 (верхнесопчинская подсвита) с результатами приближенно-количественного спектрального анализа (ЦЛ ВСЕГЕИ).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения (пески, суглинки, супеси); 2 – известковистые алевролиты; 3 – известковистые аргиллиты; 4 – железомарганцевая рудная зона; 5 – железорудная зона; 6 – марганцеворудная зона; 7 – зоны брекчирования; 8 – номер пробы

Шкала м	Интервал, м		Литология	Характеристика пород по керну скважины №1
	от	до		
44	13	42,9	0,3	Месторождение оловянного типа
45	14,43	2,47,3	3,2	Приконтактная зона: переслаивание алевритов и аргиллитов. Аргиллиты от темно-серых до серых, внешне гематитизированные.
46				
47			0,7	Марганцевистые алевриты
48	15,47	3,49,5		
49				
50			8,0	Магнетитовые руды с прожилками актинолита, стильномелана, хлорита и сульфидной вкрапленностью.
51				
52				
53				
54	16,49	5,58,5		
55				
56			3,2	Железо-марганцевые руды
57				
58				
59				
60	17,58	5,61,5		
61				
62				
63	18,61	5,64,2		
64				
65				
66	19,64	2,67,2		
67				
68	20,67	2,67,9		
69				
70			24,5	Магнетитовые руды с прожилками актинолита, стильномелана, хлорита и сульфидной вкрапленностью.
71	21,67	9,73,5		
72				
73				
74				
75				
76	22,73	5,78,5		
77				
78				
79				
80	23,78	5,80,6		
81				
82				
83	25,80	8,84,8		
84			2,1	Слабomarганцевистые алевриты, алевроспесчаники и аргиллиты
85	26,84	8,85,8	0,7	Марганцевистые алевриты
86				
87			2,8	Бедные марганцевые руды
88				
89				
90				
91	27,85	8,96,5	5,0	Железо-марганцевые руды
92				
93				
94				
95			3,2	Марганцевистые алевриты
96				
97	28,96	5,98,6	2,2	Зона брекчирования, трещиноватости и интенсивного рассланцевания.
98				
99	29,98	6,100,0	1,5	Алевриты серые, светло-серые, рассланцеванные
100				



тит, шамозит), в отдельных участках установлены гематитовые разновидности.

Таким образом, на основании новых материалов о строении, минеральном составе рудных залежей и вмещающих образований, проведена реконструкция обстановки осадконакопления, которая может помочь при прогнозировании и оценке распространения марганцевых рудопроявлений в поднадвиговых зонах севера Урала и Пай-Хоя.

Осаждение рудного карбонатного материала в позднеордовикское время (сопчинская свита) происходило в спокойной гидродинамической обстановке, совместно с формированием осадков карбонатного рампа. Фациальная последовательность отличается от окаймленных карбонатных платформ отсутствием резко выраженного барьера (и соответствующих ему фаций). По отложениям сопчинской свиты прослежена структура мелководного и глубоководного рампа (по аналогии с [5]). Происходило обширное развитие рифовых тел и карбонатных построек с накоплением соответствующего материала. В конце ордовикского времени активизировалась оползневая седиментация. Возможно, это было связано с обновлением разломов в полуграбенообразных структурах рифта, которые в свою очередь могли быть связаны с крупными поперечными «разломами глубокого заложения» северо-западной ориентировки, обуславливающими поперечную зональность зон повышенной проницаемости для гидротермальных растворов и, как установлено по результатам поисковых работ [4], имеют рудоконтролирующее значение.

В результате проведенного исследования, можно прийти к выводу о том, что позднеордовикские (хирнантский век) марганценозные карбонатные постройки могли формироваться на глубоководье, при участии биогеохимических процессов или гидротермальных растворов, проникающих по многочисленным трещинам. Главным источником углерода для образования карбонатов кальция в таких отложениях служила растворенная в морской воде углекислота [1].

Автор выражает благодарность Брусницыну А.И. (СПбГУ), Стариковой Е.В., Шишкину М.А. (ВСЕГЕИ) и отделу РГ и ПИ полярных и приполярных территорий (ВСЕГЕИ) за всестороннее содействие в проведении исследований, помощь и поддержку.

Литература

1. Брусницын А.И., Кулешов В.Н., Калугин П.С. Генезис карбонатов Парнокского железо-марганцевого месторождения // Литология и полез. ископаемые, 2014. № 3. С. 336–353.

2. Рязанов К.П., Алексеева Н.А., Плаксина В.А. и др. Новое железомарганцевое рудопроявление Пай-Хоя // Геология и минеральные ресурсы Евро-

пейского Северо-Востока России. Мат. XVII Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 235–236.

3. *Старикова Е.В.* Фаменская марганценосная формация Пай-Хоя // Литосфера. 2014. № 1. С. 58–80.

4. *Шишкин М.А., Герасимов Н.Н.* Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геология рудн. месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 445–456.

5. *Lee Y.I., Hyeong K., Yoo C.M.* Cyclic sedimentation across a Middle Ordovician carbonate ramp (Duwibong Formation), Korea // Facies. 2001. V. 44. P. 61–74.

Т.А. Садчикова¹, В.А. Друщиц¹

Условия формирования толщи верхнемеловых отложений разреза Деревянные Горы (о. Новая Сибирь)

Изучение осадочных отложений на отдельных островах архипелага Новосибирские острова нами проводилось более 10 лет назад, под руководством М.А. Алексеева. Представлены для исследования образцы пород, собранные им во время полевых работ на этих островах, в начале 1980-х гг. Изучены отложения мела–неогена на островах архипелага (о-ва Анжу): Новая Сибирь, Котельный, Фаддевский, о чем имеются опубликованные работы [1–3]. В связи с перспективами поиска углеводородов на шельфе Восточной Арктики, в последние годы возрос интерес к геологии этих островов, и мы посчитали возможным вернуться к этой теме.

Наиболее известен, по многочисленным публикациям, разрез Деревянные Горы на о. Новая Сибирь. Первые сведения по стратиграфии, тектонике и литологии верхнемеловых отложений были получены экспедицией Института геологии Арктики в 1955 г. [4], известны более поздние работы других авторов [5, 6]. На этом разрезе работали коллеги из ГИН РАН: А. Герман, А. Басилян, П. Никольский, В. Костылева, А. Кузьмичев, М. Данукалова и др. [7, 8]. Детальнейшим образом изучены строение и формы залегания отложений, стратиграфическая последовательность, ве-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tamara-sadchikova@yandex.ru, drouchits@ginras.ru

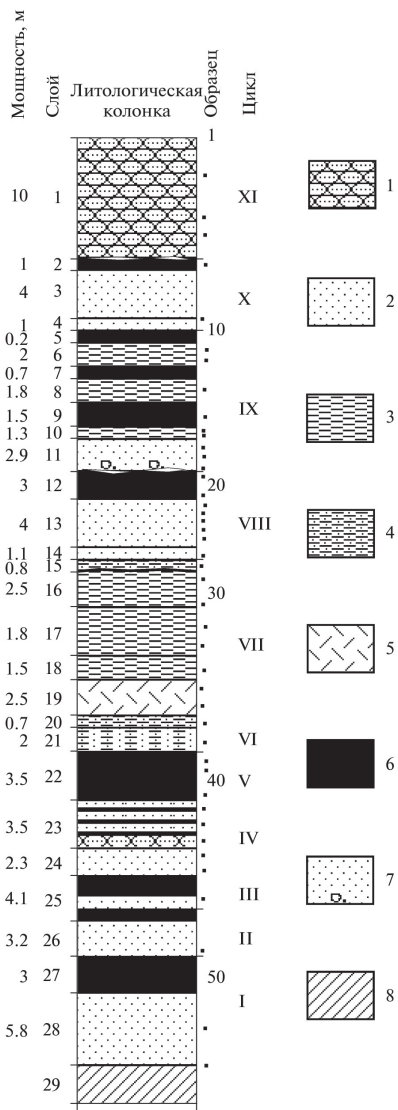


Рис. 1. Разрез верхнемеловых отложений обнажения Деревянные Горы, о. Новая Сибирь, Восточно-Сибирское море.

Условные обозначения: 1 – песчаники; 2 – пески; 3 – глины; 4 – алевриты; 5 – пеплы; 6 – угли; 7 – пески с галькой и гравием; 8 – осыпь; I – XI – седиментационные циклы

ществленный состав. Мы предлагаем реконструкцию условий осадконакопления отложений, представленных в разрезе Деревянные Горы, в связи с периодическими изменениями фациальной обстановки [1].

Вскрытая в изученном нами разрезе мощность верхнемеловых (турон-коньякских [7]) отложений более 70 м. Характерно присутствие косых, разнонаправленных мощных вытянутых слоев песков, алевритов, алевролитов, прослоев и линз бурых углей. Установлены прослои вулканических пеплов, а также вулканические бомбы, свидетельствующие о близости эруптивных аппаратов. Горизонт кислых вулканических пеплов, мощностью 2.5 м, отмечен в нижней части толщи. Их может быть гораздо больше, разной мощности [8]. Вся толща осложнена тектоническими складками. Деревянные горы получили известность благодаря наличию в разрезе пластов бурых лигнитовых углей (не менее 12–15 прослоев мощностью 0.6–1.0 м), сильно выветрелых, местами превращенных в крошку. Отдельные образцы углей были просмотрены Л.И. Боголюбовой и определены как коллинитовый тип, характеризующийся полной гелефикацией, бесструктурностью, отсутствием растительных фрагментов. Такое разложение вещества возможно при длительном нахождении органики во взвешенном состоянии в малоподвижной водной среде, предположительно озерной. Присутствие в данном разрезе почти исключительно тонких песков и алевритов, горизонтально- и слабоволнистос-

лоистых, без грубого обломочного материала, также свидетельствует в пользу озерного генезиса осадков. Угольные разрезы такого типа могут быть отнесены к осадкам пресных сапропелевых и осолоненных водоемов морского побережья [9].

Циклическое строение разреза выражено в закономерном чередовании песков, алевроитовых глин и бурых углей. Снизу-вверх по разрезу можно выделить, по меньшей мере, 10–11 циклов, в которых пески сменяются углями либо угленасыщенными глинами. Мощность циклов увеличивается вверх по разрезу, что может быть связано с увеличением их продолжительности. Строение отдельных циклов свидетельствует о периодической смене мелководных прибрежно-морских, аванделтовских, озерных обстановок (накопление песков и алевроитов) на континентальные заболоченные водоемы (образование угольных пластов, углефицированных глин). Такие осадки характерны для неглубоких озер прибрежной равнины, придельтовых заболоченных участков. Изучение состава глинистых минералов, являющихся, по мнению А.Г. Коссовской [10, 11] индикаторами обстановок осадконакопления, позволило более детально рассмотреть условия формирования осадочной толщи. В нижней части разреза (слой 23) доминирует каолинит с небольшой примесью триоктаэдрической гидрослюда и неупорядоченных слюда-сметитовых минералов. В средней части (слой 17) преобладают неупорядоченные слюда-сметитовые образования, в меньшем количестве присутствуют гидрослюда дитриоктаэдрического типа и смешанослойный каолинит-сметит. Выше по разрезу (в слоях 10, 11) доминируют каолинит-сметитовые образования, обнаружены также гидрослюда дитриоктаэдрического типа и смешанослойные слюда-сметиты. В глинах верхней части разреза (слой 6) присутствует ассоциация смешанослойных глинистых минералов: 1) слюда-сметитовые; 2) каолинит-сметитовые; 3) хлорит-сметитовые. Состав глин, в первую очередь, обусловлен минеральным составом взвеси, поступающей в бассейн седиментации. Кроме этого, согласно исследованиям А.Г. Коссовской, трансформацией малоустойчивых слюд типа биотита (триоктаэдрических) в различных обстановках [10, 11]. Вероятно, изученные осадки накапливались в прибрежной обстановке, когда озерно-лагунный трансгрессивный бассейн неоднократно сменялся регрессивным озерно-болотным. С этим связано преобладание в одних случаях смешанослойной слюда-сметитовой фазы, а в других – каолинит-сметитовой. Очевидно, осадконакопление связано с дельтой крупной реки (о чем свидетельствует косая разнонаправленная слоистость), испытывавшей устойчивую тенденцию к погружению, и сформировавшей мощную осадочную толщу.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН, по теме Госзадания 0135-2019-0078.

Литература

1. *Алексеев М.Н., Друщиц В.А., Садчикова Т.А.* Литостратиграфические и тектонические особенности формирования месторождений углеводородов на шельфе Российской Восточной Арктики // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 3. С. 282–291.
2. *Садчикова Т.А., Друщиц В.А., Петрова В.В., Чамов Н.П.* Источники питания и терригенное осадконакопление на шельфе Восточной Арктики в позднем кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4 / Ред. Ю.А. Лаврушин. М.: ГЕОС, 2012. С. 41–57.
3. *Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С.* Предпосылки образования и накопления гидратов газа на суше и шельфе Арктики в квартере // Пространство и время. Междисциплинарный научно-аналитический и образовательный журнал. № 1–2 (19–20). 2015. С. 318–326.
4. *Иванов О.А., Яшин Д.С.* Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь // Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 8 / Под ред. М.Ф. Лобанова Л.: НИИГА, 1959. С. 61–78.
5. Моря Советской Арктики // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9 / Под ред. И.И. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого Л.: Недра, 1984. С. 60–67.
6. Геология и полезные ископаемые шельфов России / Под ред. М.Н. Алексеева М.: ГЕОС, 2002. 422 с.
7. *Герман А.Б., Костылева В.В., Никольский П.А. и др.* Новые данные о позднемеловой флоре острова Новая Сибирь, Новосибирские острова // стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 53–69.
8. *Костылева В.В., Щепетова Е.В., Котельников А.Е.* Верхнемеловые риолитовые пеплы Деревянных Гор (остров Новая Сибирь, Новосибирские острова) // Вестник РУДН. Сер.: Инженерные исследования. 2019. Т. 20. № 1 С. 37–47.
9. *Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И.* Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления (Колхида, Южная Прибалтика, Западная Куба, Флорида). М.: Наука, 1998. 428 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 492)
10. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья // М.: Изд. АН СССР, 1963. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63)
11. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Александрова В.А.* Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 2. С. 20–38.

История формирования угленосных отложений черноморской плейстоценовой террасы Судака (Крым)

В опубликованной статье [2], посвященной изучению V террасы Судака, изложены результаты исследований вещественно-петрографического состава ископаемых углей, обнаруженных в отложениях 50-метровой морской чаудинской террасы окрестностей г. Судака. Комплексные литологические, геохимические, углепетрографические, палеоботанические исследования позволили установить, что угли были переотложены из более древних отложений копсельской свиты келловейского яруса средней юры, вскрытых эрозией в цокольной части террасы. Изучение анатомических особенностей растительных остатков в переотложенных углях, показало, что они могли принадлежать семейству араукариевых (Araucariaceae), распространенных в юре. Эти результаты позволили реконструировать фациальные условия осадконакопления угленосных отложений плейстоцена.

Объектом исследования являются углесодержащие отложения V Перчемской террасы в районе г. Судака, высотой ~50 м, выделенной Н.И. Андрусовым (1912), и названной им по горе Перчем (571 м) над г. Судак [1]. Впоследствии ее положение в Судакском типовом террасовом профиле было уточнено [4].

Изученная часть разреза V плейстоценовой террасы (рис. 1) характеризует смену алевритовых осадков, типичных для условий изолированной (или полуизолированной) лагуны (слои 4–6), на прибрежно-мелководные, пляжевые галечники (слой 3), в свою очередь, сменяющиеся алевритовыми озерно-лагунными осадками с отдельными редкими линзами и прослоями галечников-гравелитов (слой 2), которые, вероятно, представляют собой отложения временных потоков. Завершается разрез толщиной переослаивания алевритов и гравелитов-галечников (слой 1), характеризующих, вероятно, отложения лагуны с прослоями оползневых склоновых и мелководных пляжевых осадков. Наибольший интерес в отложениях террасы представляет слой 5 – угленасыщенный пласт тонких алевритов с линзами и клиньями бурого угля, с прослойками галечника. Цементи-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tamara-sadchikova@yandex.ru, iestukalova@mail.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия, tchepaliga@mail.ru, adaeva.d.93@mail.ru

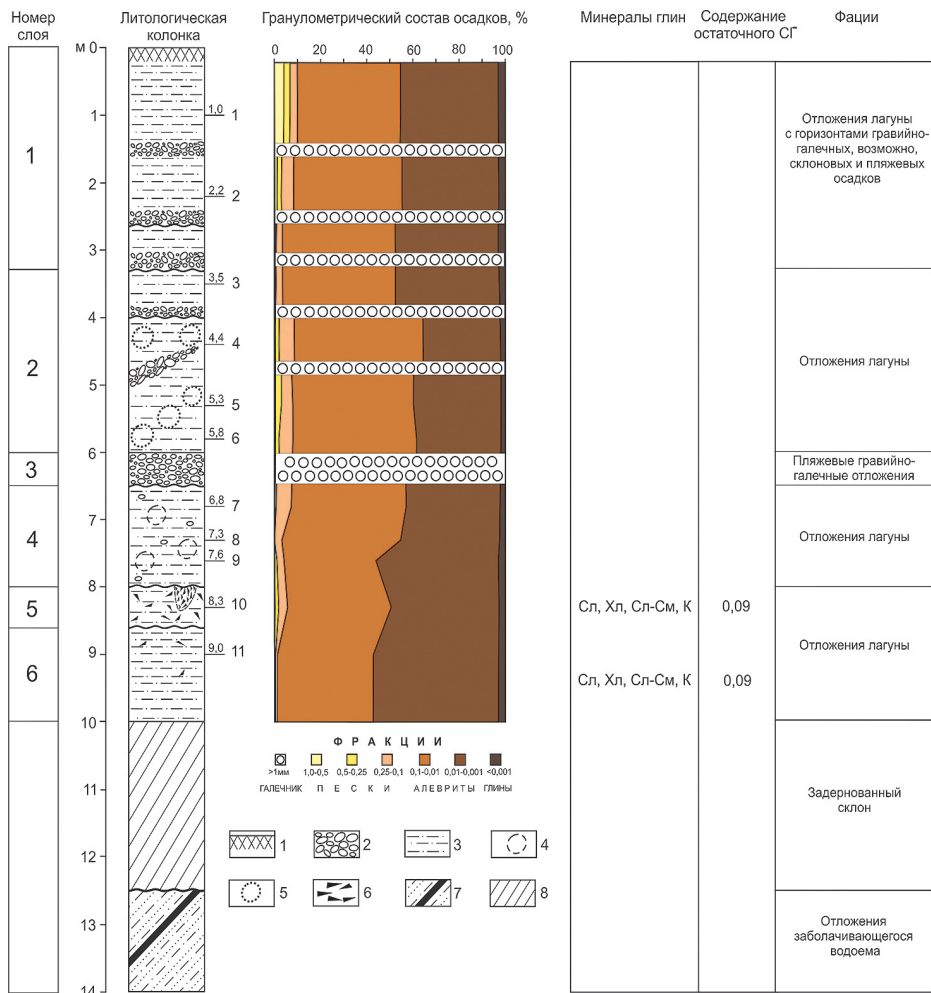


Рис. 1. Строение и состав пород разреза V Перчемской террасы (литология, минералы глин, содержание остаточного СГ).

Условные обозначения: 1 – галечники; 2 – глинистые алевриты; 3 – алевриты; 4 – глинистые окатыши; 5 – фрагменты углей; 6 – песчаники; 7 – прослой углей; 8 – задернованный склон

рующая глинистая масса буквально «пропитана» углистым веществом, помимо этого встречаются и более крупные фрагменты углей (часто с кальцитовыми прожилками), вплоть до образования линзовидных обособлений углистого лигнитоподобного вещества. Ниже по течению р. Коп-

сель, с другой стороны меандра, ниже балочной террасы до тальвега вскрываются песчаники средней юры с прослоями угля, похожего на гагат (мощностью 20–30 см), залегающие с резким угловым несогласием (угол наклона более 30°).

Углететрографические исследования показали значительное сходство по составу и структурным особенностям углей из четвертичных отложений террасы и углей типа гагата из пород средней юры. Палеоботанические данные свидетельствуют о том, что копсельская древесина принадлежала хвойному, возможно, относящемуся к семейству *Araucariaceae* или какому-то близкому таксону, известному распространением в юрское время [4]. Анализ и обобщение полученных результатов позволили установить идентичность углей из террасовых отложений с коренными юрскими углями.

На основании полученных данных предложена реконструкция истории осадконакопления изучаемых отложений V плейстоценовой террасы Крыма.

В конце средней юры (келловейский ярус) 154–160 млн лет назад эта часть Крыма представляла собой южный континентальный склон Скифской плиты и шельфовый бассейн, куда сносились растительные остатки с окружающей суши и происходило формирование углесодержащих пород. Стратиграфически выше отложения отсутствуют, что фиксирует длительный перерыв (до ~150 млн лет) в осадконакоплении, от средней юры до плиоцен-плейстоцена. При этом юрские флишевые отложения вышли на поверхность. Рядом в Черноморской впадине и на шельфе шло осадконакопление (олигоцен-миоцен). В четвертичное время (~0.5–0.6 млн лет) воды Средиземного моря впервые прорвались в Черноморскую впадину, образовался Чаудинский бассейн, воды которого ингрессировали в затопленные долины, в одной из них образовалась мелководная Копсельская лагуна. Волны Чаудинского бассейна абрадируют берег, вызывали размывы угленосных отложений и оползание их в лагунные илы, что закончилось захоронением юрских углесодержащих осадков на дне Чаудинской лагуны. Трансгрессия Чаудинского бассейна продолжалась, уровень моря поднялся до современных его значений. Позднее, в результате последующей регрессии Чаудинского бассейна, палеолагуна осушилась и образовалась чаудинская терраса. Продолжающееся поднятие территории и регрессия морского бассейна в неоплейстоцене вызвали размыв отложений, формирование балки Копсель и врезание ее тальвега до современного положения, с последующим вскрытием эрозией обнажений V террасы, где и были обнаружены переотложенные юрские углесодержащие слои с гагатом.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН 0135-2019-0073 и ИГ РАН 0148-2019-0007.

Литература

1. Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.
2. Садчикова Т.А., Стукалова И.Е., Чепалыга А.Л. Находки бурого угля в отложениях V чаудинской террасы Судака (долина р. Копсель), их состав и условия образования // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Тез. докл. IX Всерос. литол. совещания (с междунар. участием), Казань, 30 сентября – 3 октября 2019. Казань, 2019. С. 411–412.
3. Тесленко Ю.В., Яновская Г.Г. Среднеюрская флора горного Крыма. Киев: Наукова Думка. 1990. 160 с.
4. Чепалыга А.Л. Новая концепция Черноморских террас Юго-Восточного Крыма // Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода. 2015. № 74. С. 90–104.

А.Н. Сандула¹, А.Н. Шадрин¹

Каменноугольно-нижнепермские карбонатные формации западного склона Печорского Урала: строение и условия образования

На западном склоне Печорского Урала (северо-восточном ограничении Восточно-Европейской платформы) палеозойские отложения относятся к двум структурно-формационным зонам: Елецкой и Лемвинской, отвечающим соответственно карбонатному шельфу пассивной континентальной окраины и батиаля. В строении формационного ряда шельфовой зоны трижды терригенные отложения формаций семейства фалаховых сменяются карбонатными толщами формаций из семейств платамовых (открыто-морских) и калейдовых (депрессионно-мелководных), что А.И. Елисеев объяснял вертикальными движениями края платформы [1, 2]. В то же время, карбонатные формации верхней части этого ряда (каменноугольно-нижнепермские) были образованы в период закрытия Палеоуральского океана и формирования уральских варисцид, что внесло определенные коррективы в их строение. В этом отношении результаты литологического изучения отложений данных формаций имеют ключе-

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

вое значение для выявления закономерностей образования аналогичных карбонатных формаций.

Наиболее полно каменноугольно-нижнепермские карбонатные формации нами изучены в бассейне Верхней Печоры. Анализ геологического строения и условий осадконакопления показывает, что данные формации здесь имеют более дробное вертикальное подразделение (табл. 1), чем это представлялось ранее [4]. В изученных разрезах установлено последовательное чередование интервалов, образованных на стадиях открытоморского и мелководно-отмельного осадконакопления: визейско серпуховский, башкирско-московский, верхнекаменноугольно-нижнепермский. В совокупности с распределением градаций (типов разреза), следует, что в каждом из этих интервалов можно выделить субформации: кремнисто-глинисто-карбонатные открытоморские, кремнисто-карбонатные открытоморские, карбонатные мелководно-отмельные. Интересно, что в визейской платамовой формации присутствуют все три субформации, а в калейдовой чередуются только вторая и третья.

Таблица 1

Строение каменноугольно-нижнепермских карбонатных формаций в бассейне Верхней Печоры

Формация	Возраст	Градация (тип разреза)		Условия осадконакопления
		Кремнисто-известняковая	известняковая	
Верхневизейско-нижнеартинская калейдовая (карбонатная, мелководно-депресссионная)	позднегжельско-нижнеассельский	кремнисто-известняковая	известняковая	мелководно-отмельные
	касимовско-среднегжельский	известняковая		открытоморские
	московский	известняковая		мелководно-отмельные
	башкирско-раннемосковский	кремнисто-известняковая		открытоморские
	веневско-серпуховский	доломитово-известняковая	известняковая	мелководно-отмельные
Визейская платамовая (карбонатная, открытоморская)	позднемихайловско-веневский	доломитово-известняковая		
	алексинско-раннемихайловский	кремнисто-известняковая		открытоморские
	тульский	кремнисто-глинисто-известняковая		

**Строение среднекаменноугольного интервала калейдовой
верхневизейско-нижнеартинской формации**

Гряда Чернышева		Градация (тип разреза)			
Возраст		Шарью, Сыня	Кыньбожью, Косью	Вангыр, Ко- жим	
Москов- ский	мячковский	доломитовая	известняковая, биогермная		
	подольский			глинисто- известняковая	
	каширский	известняковая	известняковая		
	верейский	кремнисто- известняковая		кремнисто- известняковая	
Башкир- ский	архангельский	известняковая		известняковая, обломочная	
	аскынбашский				
	авакский				
	каменогорский				
Бассейн р. Щугер		Градация (тип разреза)			
Возраст		Нижние ворота	Средние ворота	Верхние ворота	
Москов- ский	мячковский	известняково- глинистая		известняко- вый, биогерм- ный	
	подольский				
	каширский	глинисто- кремнисто- известняковая		известняковая	
	верейский				
Башкир- ский	архангельский	известняковая			известняковая, обломочная
	аскынбашский				
	авакский				
	каменогорский	известняковая, обломочная			
Бассейн Верхней Печоры		Градация (тип разреза)			
Возраст		Унья	М. Печора	Илыч	
Москов- ский	мячковский	известняковая			
	подольский				
	каширский	известняковая, оолитовая		известняковая	
	верейский	известняковая			
Башкир- ский	архангельский	кремнисто-известняковая			
	аскынбашский				
	авакский				
	каменогорский	известняковая, обломочная			известняковая, обломочная

Интерполяция полученных результатов на остальную территорию Печорского Урала показывает, что стадии с преобладанием открыто-морских и мелководно-отмельных условий прослеживаются в тех же возрастных диапазонах, однако эволюция осадконакопления происходила с некоторыми вариациями [3]. Это хорошо заметно на примере среднекаменноугольного интервала (табл. 2). Так, на территории бассейна Верхней Печоры лишь изредка образовывались отмельные или островные зоны. На широте р. Щугор произошла дифференциация бассейна с образованием отмельной (на востоке) и депрессионной (на западе) областей. На гряде Чернышёва тоже произошла дифференциация бассейна, но мелководная часть здесь была на западе, а относительно более глубоководная – на востоке.

Таким образом, на карбонатном шельфе северо-восточного ограничения Европейской платформы осадконакопление было обусловлено общим для всего Печорского Урала регрессивно-трансгрессивным режимом. Однако влияние орогенных процессов в разных областях Печорского Урала было различным, что проявилось в эволюции осадконакопления.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А17-117121270034-3 ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, при поддержке Программы УрО РАН проект № 18-5-5-31.

Литература

1. *Елисеев А.И.* Геологические формации и методы формационного анализа. Сыктывкар, Геопринт, 2008. 35 с.
2. *Елисеев А.И.* Формации северо-восточного ограничения Европейской платформы. М.: Наука, 1978. 72 с.
3. *Сандула А.Н.* Эволюция среднекаменноугольного осадконакопления на Печорском Урале // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: Мат. IX Всеросс. литол. сов. (с межд. участием). Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 420–421.
4. *Сандула А.Н., Шадрин А.Н., Пономаренко Е.С.* Особенности строения каменноугольно-нижнепермских карбонатных формаций в бассейне Верхней Печоры // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: Мат. VII Всеросс. литол. сов. (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). Т. III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 63–65.

Преобразование известняков Донецкого бассейна и изменения их свойств по стадиям литогенеза и углефикации

Угленосные отложения Донецкого бассейна сложены многокилометровой толщиной (более 20 км) песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов с подчиненными пластами углей и известняков, выдержанными на площади и являющимися стратиграфическими реперами. Детально изучены известняки наиболее угленасыщенной каменной свиты среднего карбона (C_2 b-m, k) от южного борта Воронежской антеклизы (стадия начального катагенеза, угли длиннопламенные марки Д) до центральных частей проторифта (от стадии позднего катагенеза, угли газовые, жирные, коксовые и отошенно-спекающиеся марки Г-Ж-К-ОС и до стадии метагенеза, угли тощие и антрациты марки Т-А). Выделены группы известняков: 1) водорослевые, донецелловые, 2) детрито-фораминиферовые, 3) полидетритовые (*водорослево-, серпулово-, мианково- и собственно детритовые*), 4) микрозернистые с редким (5–10%) и обильным (25–50%) детритом, а среди них литологические типы (ЛТ) в зависимости от количественных соотношений главных генетических составных частей породы (органогенной, терригенной, вулканогенной и аутигенной). Пласты известняков, встречающиеся на разных уровнях разреза, – это парагенезы разных ЛТ, отвечающие определенным обстановкам седиментации и стадиям литогенеза и углефикации. В них отмечается присутствие глинистого или/и пеплового материала, особенно в подошве и кровле пластов.

В качестве основных физико-механических свойств рассматривались прочность при одноосном сжатии в естественном состоянии, водоустойчивость и пористость; они четко связаны с литологическими особенностями породы и являются расчетными при проектировании горнотехнических объектов [2]. Основной упор в сообщении из-за малого объема тезисов сделан на изменение значений прочности с учетом седиментологических и постседиментационных факторов, упрочняющих или снижающих прочность породы. Ранее было выявлено: чем меньше прочность, тем меньше коэффициент водоустойчивости и выше пористость [1].

На южном склоне Воронежской антеклизы (стадия начального катагенеза, угли марки Д) известняки светло-серые, кремовые или белые, в разной степени перекристаллизованные, особенно донецелловые

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

и водорослево-детритовые их разности. От содержания донцелловых водорослей и от их расположения в породе зависит степень перекристаллизации (в первую очередь затронуты этим процессом разрозненные их трубочки). На степень перекристаллизации влияет структура цементирующей массы или матрикса. При мелко-среднезернистой структуре (*из-за проявления гипергенных процессов*) преобладает мелко-крупнопятнистый тип перекристаллизации. Присутствие глинистой или углистой примеси, равномерно рассеянной в микрзернистом матриксе, тормозит перекристаллизацию, и известняки остаются слабо измененными вплоть до стадии метагенеза. Поэтому степень перекристаллизации колеблется от 5 до 70%. Глинистая примесь состоит из монтмориллонита (55–60%), иллита (25–30%) и хлорита (за счет преобразования туфопелитовых частиц). Из новообразований отмечается кварц (2–10%), пирит (1–2, реже 5–10%) и доломит (до 5%, в единичных случаях – до 25%, из-за наличия пирокластике в виде свежих обломков плагиоклазов и удлинённых пластинок биотита) в виде мелких выделений в матриксе. Неоднородность состава и строения известняков обусловлены седиментационным фактором и последующими постседиментационными изменениями. Вследствие этого известняки характеризуются большим разбросом значений показателей физико-механических свойств. Низкая прочность (24–40 МПа) и высокая пористость (>10%) характерны для известняков, затронутых древними гипергенными (карстовыми или почвообразовательными) процессами, обусловившими кавернозность, мелкопятнистый тип перекристаллизации с развитием аутигенного кальцита (спарита). Средние значения прочности (40–100 МПа) обусловлены факторами, проявившимися в каждом случае по-своему. В одном случае это иной состав биогенных компонентов: появляются полихеты и неполные ветвисто-массивные колонии кораллов, а среди донцелловых водорослей – шамовеллы и двинеллы при почти полном отсутствии алеврито-глинистой и углистой примесей, малом содержании пирита (1–1.5%). В другом случае это присутствие незначительной углистой и вулканогенной примеси, и развитие регенерационной каймы спарита вокруг остатков иглокожих, определяющей нередко мелко- или/и среднепятнистый типы перекристаллизации. Наиболее высокие значения прочности (103–120 МПа) и пониженная пористость (<5%) наблюдаются у известняков с преобладанием донцелловых водорослей среди биогенных остатков, незначительной примесью углистого или/и вулканогенного материала и относительно низким содержанием кварца в матриксе. Последнее обусловлено сочетанием пост- и седиментационных факторов в основном упрочняющих породу, таких как: 1) микрзернистая структура матрикса; 2) незначительная перекристаллизация матрикса и биогенных остатков, как по степени, так и по объему; 3) отсутствие алеврито-глинистой примеси; 4) низкое содержание углистого

и пирокластического материала; 5) наличие новообразований пирита и кварца.

Известняки в зоне мелкой складчатости (глубинный катагенез, угли марок Г-Ж-К-ОС) серые или темно-серые, монолитные и относительно однородные по составу. Относительно пониженными значениями прочности (79–93 МПа) обладают известняки, содержащие достаточное количество углистой и глинистой примесей, затушевывающих действие пирита и кремнезема, которые выступают как «упрочнители» породы. Максимальные показатели прочности (125–155 МПа) наблюдаются у известняков, в которых содержание пирита, доломита и кремнезема превышает средние значения (>5%), даже при некотором развитии в них вторичных постседиментационных структур: микростилолитовых швов и агрегатно-рассеянного, прожилкового или пятнистого типов перекристаллизации и их «разупрочняющем» влиянии. Средние значения прочности (101–107 МПа) являются результирующими между упрочняющими и разупрочняющими факторами седиментационного и постседиментационного характера, и они обусловлены значительным развитием вторичных структур и присутствием углистой примеси, часто нивелирующих упрочняющее влияние аутигенных минералов.

Известняки центральной части Донбасса (зона метагенеза, угли марок Т-А) темно-серые и черные, толсто-слоистые, в кровле и подошве – тонкослоистые за счет прослоек и линз известкового аргиллита, часто с прожилками и линзами угля. Здесь широко распространены водорослево-детритовые и донецелловые известняки, у которых 70–80% водорослей перекристаллизованы или изменены частично или полностью. Крупные остатки криноидей гранулированы, мелкие перекристаллизованы. Створки раковин тонкофибровой и тонкопластинчатой структуры замещены кальцитом мелкокристаллическим или кварцем. В результате уплотнения биогенные остатки плотно соприкасаются, образуя конформные структуры и удлинённые контакты с одновременным развитием микростилолитовых швов. Глинистый материал преобразован и состоит из гидрослюды политипа 2М и хлорита (10–15%); вместе с мелкими растительными остатками (аттритом) он концентрируется в микролинзочки. Из новообразований наблюдаются крупные кристаллы (до 1–2 мм) пирита, кварца и доломита на стенках фораминифер, остракод, брахиопод и багряных водорослей (унгдарелл, шамовелл и двинелл). Физико-механические свойства известняков изменяются в широких пределах, прочность варьирует от 80 до 176 МПа при незначительном изменении пористости (0.7–3.6%). Пониженные значения прочности (<100 МПа) известняков обусловлены преобладанием проявления факторов разуплотняющего характера из-за присутствия глинистой или/и углистой примеси (седиментационный фактор) и развития микростило-

литовых швов с углисто-глинистой пленкой на их поверхности (постседиментационный фактор). В другом случае это связано с образованием крупных кристаллов кальцита (в виде порфириобластов) в матриксе и одновременной концентрацией углисто-глинистых частиц в виде пленки между ними. Эта пленка играет роль «смазочного» материала и возникает в связи с «самоочищением» связующей массы или матрикса известняков на стадии метазенеза (влияние постседиментационного фактора). Повышенные значения прочности (110–124 МПа) обусловлены присутствием в известняках различных корковых и сверлящих видов водорослей, которые спровоцировали пятнистый тип перекристаллизации среди микрозернистого матрикса, с агрегатно-рассеянным ее распределением за счет равномерно рассеянного глинистого материала, значительно затрудняющего процесс перекристаллизации. Самыми прочными являются известняки (>140 МПа), у которых это свойство обусловлено сочетанием пост- и седиментационных факторов в основном упрочняющего характера. К седиментационным факторам следует отнести: 1) почти одинаковый размер компонентов (0.3–0.6 мм); 2) микрозернистая структура матрикса с незначительным развитием агрегатно-рассеянного типа перекристаллизации (< 10%); 3) отсутствие триггерной примеси; 4) малое количество углистой и пепловой примеси, точно рассеянной по породе. К постседиментационным факторам: 1) наличие микрозернистого кальцита во внутренних полостях биогенных компонентов; 2) образование аутигенного кварца (10%) внутри биогенных остатков; 3) заполнение мелких пустот и пор аутигенным кварцем; 4) незначительная доломитизация пепловых частиц; 5) отсутствие микростилолитовых швов.

Из вышесказанного следует, что от стадии катагенеза до стадии метазенеза в целом повышается прочность и уменьшается пористость известняков, однако неравномерно и без какой-либо закономерности.

Литература

1. Волкова А.Н., Седаева К.М. Литологические основы типизации обломочных и карбонатных пород среднего карбона Донбасса по физико-механическим свойствам // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 74–86.
2. Сергеев Е.М. Инженерная геология. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 53–58.

Осадочные породы фундамента поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)

В работе [5] по результатам изучения пород, полученных в ходе двух экспедиций научно-исследовательской подводной лодки МО РФ на поднятии Менделеева в Северном Ледовитом океане, охарактеризован геологический разрез фундамента этого поднятия. Выделены три осадочные толщи: *нижняя* верхний ордовик–силурийская, образованная чередующимися доломитами, кварцитопесчаниками и известняками; *средняя* средне-верхнедевонская – известняками и песчаниками; *верхняя* баррем-аптская – песчаниками, известняками, эффузивами и туфами. Возраст пород определялся по акритархам, криноидеям, фораминиферам, конодонтам, брахиоподам, спорам, диноцистам и пыльце. Результаты изучения детритных цирконов из обломочных пород позволили расширить верхние возрастные границы *нижней* толщи до раннего девона, а *средней* – до раннего карбона.

Доломиты подразделены на 5 петротипов:

1) *Чистые доломиты* характеризуются вторичной текстурой и состоят из кристаллов доломита размером 0.01–0.05 мм.

2) *Полосчатые доломиты* отличаются полосчатой текстурой, обусловленной неравномерной кристалличностью доломита. Слои мощностью 0.2–1 мм имеют многочисленные раздувы и подвороты. Скорее всего, они сформировались по водорослевым известнякам.

3) *Доломиты с терригенной примесью* в количестве 6–35% характеризуются тонкослоистой текстурой. Мощность отдельных слоев 0.1–0.3 мм (до 1.5 мм). Слоистость возникает из-за неравномерного распределения терригенной примеси: кварца, реже – калиевого полевого шпата (КПШ), слюды, еще реже – рудных минералов. Размер обломочных зерен 0.01–0.05 мм.

4) *Доломиты с биокластовой примесью* в количестве 15–70%. Текстура неясно слоистая, слои (1–1.5 мм) различаются по количеству биокластов, среди которых обломки криноидей, остракод, брахиопод. Размер обломков 0.2–5 мм.

5) *Биокластовые доломиты с терригенной примесью* содержат и биокласты (до 10%), и обломочные зерна алевритовой размерности (до 5%).

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геолого-геофизическая служба ГИН РАН, Москва, Россия

Известняки *нижней* толщи образуют 2 петротипа:

1) *Терригенно-биокластовые известняки* состоят из известковистого матрикса (0.002–0.003 мм), в который погружены биокласты остракод, криноидей, брахиопод размером 0.02–1 мм (до 5 мм) и обломочные зерна (0.05–0.1 мм, 15–80%). Много биокластов неясной систематики удлиненной прямой и дугообразной формы. Терригенная примесь: кварц, КПШ, рудный минерал, чешуйки слюды, доломит. Текстура пород варьирует от массивной до тонкослоистой. Слои различаются степенью насыщенности обломочными зернами и биокластами. Некоторые известняки частично доломитизированы.

2) *Оолитовые известняки* состоят из ооидов диаметром 0.4–0.75 мм, с концентрически-слоистой структурой. Слои сложены кальцитом, доломитом, кутнагоритом, халцедоном.

Известняки *средней* толщи представлены 2 петротипами:

1) *Фораминиферовые известняки* состоят из раковинок фораминифер диаметром около 0.1 мм (30%) и пелоидов, сложенных тонким карбонатным материалом (20–25%) и погруженных в кальцитовый цемент.

2) *Песчанистые известняки* содержат 15–20% обломочного кварца, с размером зерен 0.05–0.3 мм, погруженного в тонкозернистый кальцит. Встречаются более крупные (до 1–2 мм) и относительно более окатанные зерна кварцитопесчаников и доломитов.

В **известняках** *верхней* толщи до 40% терригенной составляющей. Обломки, погруженные в карбонатный матрикс, представлены преимущественно неокатанными зернами кварца (0.06–0.12 мм), встречаются также слюды (до 1%), рудный минерал, ОВ, КПШ, плагиоклаз, обломки кварцитопесчаников. Породы слоистые, слои мощностью до 1 см выделяются по цвету и размеру кварцевых зерен.

Кварцитопесчаники состоят преимущественно из кварца (85–95%), другие минералы: КПШ, плагиоклаз, слюды. Обломочные зерна окатанные и полуокатанные. Породы подразделяются на тонкозернистые (средний диаметр зерен 0.1 мм), мелкозернистые (0.15–0.25 мм) и среднезернистые (0.3–0.4 мм). По составу цемента выделяются кварцитопесчаники с глинистым (0.5–1%) и доломитовым (до 3–4%) цементом. Последний распространен в породе неравномерно, образуя шпильки и слои мощностью до 1 мм. В кварцитопесчаниках наблюдаются конформные контакты между зернами кварца и иногда структуры инкорпорации зерна в зерно, микростилолитовые швы.

Песчаники *средней* толщи состоят из кварца и КПШ, при преобладании первого. Окатанные и полуокатанные зерна имеют размер 0.06–0.12 мм. В разных образцах могут встречаться глауконит, плагиоклаз, слюда, рудный минерал, ОВ, доломит. Цемент варьирует от гидроокисного пленочного (до 0.5%) до базального глинистого (до 15%). Нередко

присутствуют минералы тяжелой фракции: рутил, ильменит, турмалин, лейкоксен.

Песчаники *верхней* толщи в основном близки известнякам этой толщи, отличаясь, меньшим количеством цемента (25–40%) и большей ролью глинистого цемента по сравнению с карбонатным. Среди второстепенных зерен отмечены хлорит, амфиболы, доломиты и кварцитопесчаники. В сравнении с другими обломочными породами данные породы характеризуются более высоким содержанием основных плагиоклаза; зерна последнего имеют более значительные размеры (до 0.4 мм). Встречаются разности песчаников с небольшим количеством цемента (до 10%), представленного исключительно глинистыми минералами, характерно присутствие слоев, обогащенных слюдой.

Особенности минерального состава, текстуры и структуры пород палеозойских толщ показывают, что изученные отложения формировались в различных фациальных обстановках прибрежной зоны и мелководной части шельфа. Среди пород *нижней* толщи выстраивается фациальный ряд по степени удаленности обстановок от береговой линии: кварцитопесчаники, оолитовые известняки – кварцитопесчаники с доломитовым цементом, алевритистые известняки и доломиты – фораминиферовые известняки, доломиты. Возвышенности дна (валы, бары) были местом обитания бентоса: остракод, брахиопод, криноидей и пр. При отмирании этих организмов скелетные обломки попадали в известковистый ил. Особенно активно это происходило в моменты возмущения гидродинамики бассейна. В ходе этих событий в застойные участки поступал и терригенный материал, ранее отложенный в более близких к берегу условиях. При смене фациальных обстановок в результате миграции береговой линии, происходившей вследствие эвстатических колебаний уровня моря, в наиболее застойных условиях и при специфическом солевом составе морской воды (лагуны) происходила доломитизация карбонатных илов.

В формировании пород *средней* и *верхней* толщ принимал участие обломочный материал, возникавший при разрушении пород *нижней* толщи, очевидно, обнажавшихся в береговых или островных клифах в течение крупных перерывов в осадконакоплении.

Химический состав пород отражает особенности их минерального состава. В доломитах были также измерены концентрации РЗЭ. Монотонное распределение нормированных значений РЗЭ указывает на формирование доломитов в приповерхностных условиях, при диагенетических изменениях первичного карбонатного материала [3].

Состав обломочных пород трех толщ резко различен. Кварцитопесчаники выделяются наиболее высокими концентрациями SiO_2 (88–97.5%), кварц-полевошпатовые песчаники *средней* толщи – высокими концентра-

циями K_2O (4.72–4.99%), песчаники *верхней* толщи – низкими концентрациями SiO_2 (32–72%) и высокими Al_2O_3 (5.34–8.44%), Fe_2O_3 (4.3–10.7%), MgO (1.3–2.3%), CaO (6.9–20.9%). На классификационной диаграмме [4] все образцы ложатся в поле зрелых осадков внутрикратонных бассейнов, а на диаграмме [2] – попадают в поле пассивных окраин. Анализ диаграмм свидетельствует, что обломочный материал кварцитопесчаников формировался при разрушении древних кратонов и откладывался в условиях пассивных окраин. Отложения ордовик-силурийского – раннедевонского возраста широко распространены в Арктике и прилегающих регионах [1, 6]. Доминирующей фацией этих толщ являются карбонатные отложения, которые осаждались на мелководном шельфе пассивных окраин континентов, окружавших древний океан Япетус. В соответствии с диаграммами, обломочный материал меловых песчаников также формировался при разрушении древних кратонов и откладывался в условиях пассивных окраин. Однако химический и минеральный состав песчаников свидетельствует и об участии материала, возникшего при разрушении и преобразовании магматических пород основного состава. В раннемеловое время породы основного состава формировались южнее, при закрытии Южно-Анжуйского океана. С другой стороны, специфика состава меловых песчаников может быть связана с тем, что в их формировании участвовал материал, возникавший при разрушении вулканитов провинции HALIP, распространенных на поднятии Менделеева и вблизи него.

Работа проводилась под руководством Геолого-геофизической службы ГИН РАН, в соответствии с темой Госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0050 и при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-70061.

Литература

1. Косьюк М.К., Соболевская Р.Ф., Непомилуев В.Ф. и др. Кембрийские–среднедевонские отложения Новосибирских островов // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и о. Врангеля / Ред. Д.А. Вольнов. Л.: НИИГА, 1975. С. 8–21.
2. Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91(6). P. 611–627.
3. Gregg J. M., Sibley D. F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture // J. Sediment. Res. 1984. V. 54(3). P. 908–931.
4. Roser B. P., Korsch R. J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. T. 67(1–2). С. 119–139.
5. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T. et al. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Mar. Geol. 2019. V. 407. P. 148–163.

6. *Trettin H.P., Mayr U., Long G.D.F., Packard J.J.* Cambrian to Early Devonian basin development, sedimentation, and volcanism, Arctic Islands // (Ed.), *Geology of the Inuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* / Ed. H.P. Trettin. Geol. Surv. Canada, 1991. P. 163–238.

**А.В. Страшко^{1,2}, К.А. Радченко¹, А.П. Завьялова¹,
В.В. Чупахина¹, А.В. Ступакова¹,
А.А. Суслова¹, А.Н. Стафеев¹**

Черные сланцы доманикового горизонта Волго-Уральского бассейна – интерпретация палеогеографических обстановок

В Волго-Уральском бассейне в областях палеодепрессий доманиковый горизонт сложен однородной маломощной (в среднем около 20 м) толщей высокоуглеродистых, часто микрослоистых глинисто-кремнисто-карбонатных черных сланцев (ЧС) доманиковой свиты. Главными условиями формирования ЧС являются высокая первичная биопродуктивность, высокая степень фоссилизации ОВ (органического вещества) и низкая скорость минеральной седиментации [10]. Обычно это осадки внутренних и краевых морей этапа максимального проявления эвстатической трансгрессии и полного тектонического покоя. ЧС накапливались в условиях чередования периодов пышного расцвета и массовой гибели различных планктонных организмов [4, 8].

В обрамлении депрессий выделяются две фации (свиты). На относительных поднятиях доманиковый горизонт представлен практически однородной, с редкими тонкими прослоями ЧС, преимущественно известняковой альметьевской свитой мощностью до 40 м и более. В нижней части склонов относительных поднятий горизонт имеет толщины до 20 м и приобретает ярко выраженное трехчленное строение, здесь он выделяется в качестве тлянчи-тамакской свиты [9]. В подошве свиты залегает пачка углеродистых карбонатно-кремнистых сланцев с прослоями радиоляритов и известняков, соответствующая первой фазе (или импульсу) развития трансгрессии. Средняя часть свиты – высокоуглеродистые сланцы и наи-

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

более обогащенные ОВ сапропелиты, накапливались в фазу максимального уровня моря. Кровля свиты – углеродистые сланцы с прослоями микрозернистых и тентакулитовых известняков. Они свидетельствуют о последнем импульсе трансгрессии или об уже начавшейся регрессии, и постепенном вырождении палеогеографической обстановки формирования ЧС.

Иными словами, самые глубоководные и самые мелководные фации доманикового горизонта сходны, что свидетельствует о стабильных палеогеографических обстановках их накопления, а фации средних глубин (тлянчи-тамакская свита) характеризуются максимальным разнообразием.

Появление тонких прослоев ЧС на относительных поднятиях легко объяснить слабыми колебаниями уровня моря, при которых его дно лишь иногда оказывалось ниже базиса сильных штормов; в эти короткие эпизоды и накапливались ЧС. Колебания уровня базиса сильных штормов могли быть связаны также и с климатическими изменениями. Обе причины не могли оказывать существенного влияния на обстановку относительно глубоких депрессий, глубины в которых достигали 100–150 м.

Изменения (довольно резкие) условий во время накопления отложений тлянчи-тамакской свиты, скорее всего, происходили в связи с упомянутыми выше эвстатическими или климатическими эпизодами, однако они резонансно усиливались каким-то дополнительным сопровождающим фактором. По нашему мнению, таким фактором являются колебания уровня термоклина, которые могут быть коротко- и длиннопериодными и иметь разную амплитуду. При короткопериодных колебаниях, подъем уровня термоклина обеспечивается стабильным притоком холодных вод из Арктического бассейна, а его понижение – разрушительным воздействием сильных штормов. В современных условиях Северного моря сильные штормы происходят с периодичностью раз в 30–50 лет [1]. Эффект частых колебаний уровня термоклина проявлялся на всей территории, но он объясняет формирование только микрослоистых (0.1–0.05 мм) текстур. Однако, роль редких сильных штормов трудно переоценить – они осуществляют рециклинг питательных веществ, вынося биофильные элементы из «кровли» термоклина к поверхности и вызывая взрывную первичную биопродуктивность, которая обеспечивала массовое «производство» ЧС в обстановках, благоприятных для захоронения ОВ.

Сантиметровые и более мощные слои ЧС являются результатом существенных изменений скоростей холодных придонных течений, которые оказывали влияние не только на уровень термоклина, но также и на величину и соотношение компонентов твердого стока со стороны побережий Беломорско-Балтийской суши.

Главная же роль придонного холодного течения из Арктического бассейна, действующего в фазу трансгрессии, заключается в создании пикноклина (препятствующего перемешиванию и аэрации придонных вод)

и привносе в депрессии биофильных элементов, без пополнения которых первичная биопродуктивность начнет снижаться за счет выпадения части биофильных элементов из биологического цикла.

Но, сама роль трансгрессии, даже небольшой амплитуды, принципиально важна для размыва островных и приморских равнин с почвенными, аллювиально-озерно-болотными и дельтовыми ландшафтами и извлечения из них биофильных элементов. О существовании таких геохимически активных ландшафтов свидетельствует наличие верхнедевонских углей юго-западнее Казани [3]. Возможно, торфяники периодически возникали на отдельных поднятиях Волго-Уральского бассейна во время регрессий и разрушались волновой абразией во время трансгрессий. Но главными источниками питательных веществ являлись побережья Беломорско-Балтийской суши.

Древние почвы толщиной 0.5–1.5 м известны на Северном Тимане, на разных уровнях верхнего девона, в разрезах они маркируются густой сетью корней растений. Практически во всех профилях отсутствует гумусированный генетический горизонт А, что может быть связано с его размывом перед захоронением [2]. Значительная часть разрезов верхнего девона Северного Тимана характеризуется присутствием прослоев угля. Накопление и захоронение остатков растений, по всей видимости, происходило в относительно тиховодных условиях долин рек и дельтовой зоны – разнообразных заводях, старицах и внутренних лагунах [2]. Это может свидетельствовать о близости крупной речной системы, дренировавшей пенеппен обширной Беломорско-Балтийской суши. Приустьевые участки и долина этой реки могли периодически затапливаться во время морских трансгрессий. Приливно-отливные течения способствовали активному выносу биофильных элементов, накопленных в долине в фазы регрессий.

Доманиковые отложения Тимано-Печорского бассейна, в которых чередуются прослои, содержащие то нормально-морскую, то эвригалинную фауну, подразделяются на три подсвиты [7]. Даже если в разрезе нет ясного разграничения на подсвиты, в большинстве случаев наиболее разнообразная и обильная фауна приурочена к верхней части разреза, а наибольшая степень окремнения – к средней [6]. В некоторых разрезах на локальных участках (обнажение на р. Чуть) средняя подсвита сложена листоватыми керогеново-карбонатными ЧС с пониженным содержанием кремнезема [5]. Следует обратить внимание на то, что средняя подсвита на Тимане формировалась в условиях обильного поступления кремнезема, а возможно и других биофильных элементов, избыток которых транспортировался донным течением в Волго-Уральский бассейн, определяя тем самым наиболее высокую первичную биопродуктивность при формировании именно средней подсвиты тлянчи-тамакской свиты.

Таким образом, если рассматривать роль трансгрессий, которая практически всегда отмечается при анализе обстановок формирования ЧС, то простое увеличение глубины в депрессионных зонах не является достаточным условием для накопления ЧС в промышленных масштабах. Однако, даже незначительный подъем уровня моря (10–20 м) может привести к затоплению и размыву геохимически активных ландшафтов и значительному подъему (на многие десятки м) уровня термоклина в ограниченных по площади депрессионных зонах, вследствие стока холодных вод. В дальнейшем сток был необходим для компенсации естественной убыли биофильных элементов при неизбежном их частичном осаждении и выпадении из биологического цикла. При относительной мелководности всего бассейна, включая депрессии, сток необходим и для поддержания динамического равновесия между подъемом термоклина во время, когда действуют только слабые сезонные штормы, и периодической «эрозией» сильными штормами «кровли» слоя придонных вод, который, в свою очередь, является необходимым элементом поддержания черносланцевой обстановки на стадии фоссилизации ОВ. Принципиально важным остается вопрос механизма стока. В формате дискуссии можно предположить, что течение связано с изменением формы геоида и вытеснением воды из Арктического бассейна в депрессии Волго-Уральского бассейна, который одновременно испытывал пострифтовое погружение.

Литература

1. *Айгнер Т.* Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Эйнзеле и А. Зейлахера. М.: Мир, 1985. С. 177–194.
2. *Безносков П.А., Снигиревский С.М., Наугольных С.В., Лукшевич Э.В.* Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 1. С. 25–44.
3. *Блудоров А.П.* Угли среднего и верхнего палеозоя Волго-Уральской области. М.: Наука, 1964. 80 с. (Тр. Казанского фил. АН СССР. Сер. геол. Вып. 7)
4. *Гурари Ф.Г.* Доманикиты и их нефтегазоносность // Сов. геология. 1981. № 11. С. 3–12.
5. *Завьялова А.П., Чупахина В.В., Ступакова А.В.* Сравнение разрезов доманиковых отложений Волго-Уральского и Тимано-Печорского бассейнов в местах их естественного выхода на дневную поверхность // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2018. № 6. С. 57–73.
6. *Кирюхина Т.А., Большакова М.А., Ступакова А.В.* Литолого-геохимическая характеристика доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. Т.61. 2015. № 2. С. 87–100.

7. Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 86 с.

8. Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна – типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 112–124.

9. Фортунатова Н.К., Зайцева Е.Л., Бушуева М.А. и др. Унифицированная субрегиональная стратиграфическая схема верхнедевонских отложений Волго-Уральского субрегиона. Объяснительная записка. М.: ФБГУ «ВНИГ-НИ», 2018. 64 с.

10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

А.В. Страшко^{1,3}, Т.В. Романюк², Н.Б. Кузнецов³

Первые U-Pb изотопные данные о возрастах зёрен детритового циркона из базального уровня синальпийского комплекса Горного Крыма

В Крыму выделяются две области с различным геологическим строением, по-разному выраженные в рельефе: Степной (Равнинный) и Горный Крым (ГК). Степной Крым – часть эпигерцинской Скифской платформы, примыкающей с юга к древней Восточно-Европейской платформе. ГК – часть северной ветви Альпийско-Гималайского покровно-складчатого пояса. В ГК обособливаются пять основных геоморфологических элементов – Первая, Вторая и Третья горные гряды, разделенные двумя межгорными понижениями. На современном эрозионном срезе в структуре ГК выделено два структурных этажа [2]: нижний – киммерийский и верхний – синальпийский. Киммерийский этаж сложен неравномерно дислоцированными толщами стратиграфического интервала верхний триас – верхняя юра [10] и обнажен в Первой гряде и в межгорном понижении, отделяющим её от Второй гряды ГК. Синальпийский структурный этаж – эпикиммерийский осадочный чехол, сложенный моноклиаль-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

² Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

но залегающими толщами мела и кайнозоя, под небольшим углом падающими к север-северо-западу. Выходы этих толщ в пределах Второй и Третьей гряд ГК формируют характерный квестовый рельеф. Толщи стратиграфического интервала от нижнего мела до палеоцена бронируют Вторую гряду, а отложения сеномана–палеоцена также встречаются на ее северных склонах. В понижении между Второй и Третьей грядами ГК распространены эоцен-олигоценые и нижнемиоценовые образования, а Третья гряда сложена верхнемиоценовыми, плиоценовыми и раннечетвертичными отложениями.

К настоящему времени некоторые толщи киммерийского структурного комплекса ГК охарактеризованы результатами U-Pb датирования зёрен детритового циркона (dZr) [4, 6, 7, 9]. В 2020 г. мы провели U-Pb изотопное датирование dZr из базального горизонта синальпийского структурного этажа ГК. Проба K16-119 (начальным весом ~1 кг) отобрана в верхней части СЗ склона г. Длинная (44°45'40.64" с.ш., 33°59'55.74" в.д.) из охристых известковистых кварцевых песчаников верхневаланжинской [10] резанской свиты. Изученные песчаники слабо сцементированы карбонатным материалом, содержат фрагменты раковин двустворчатых моллюсков, одиночные экземпляры и фрагменты колоний шестилучевых кораллов из группы склерактиний и др. Песчаники с пологим (5–7°) наклоном к север-северо-западу со структурным несогласием налегают на поверхности размыва деформированных пород верхнетаврической свиты киммерийского комплекса.

Проба K16-119 дезинтегрирована в 10% HCl. Остаток от растворения промыт в дистиллированной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой (~2.9 г/см³) жидкости ГПС-В и на магнитном сепараторе. В полученной таким образом тяжелой немагнитной фракции содержалось ~600 зёрен циркона и апатита. Примерно 250 dZr были случайным образом выбраны под бинокляром и помещены на клейкую ленту, а потом имплантированы в эпоксидную шашку $\varnothing = 1$ дюйм, приполированы примерно на половину размера типичного зерна и сфотографированы в поляризационном микроскопе. Для каждого зерна была сделана серия снимков (от 4 до 6) с различной глубиной фокусировки – от приполированной поверхности зерна до его дальней поверхности, находящейся внутри шашки. Эти серии фотографий дали возможность выбрать dZr с участками, лишенными трещин и включений и имеющими размер <40–50 мкм, для пробоотбора лазерным пучком $\varnothing = 30$ мкм.

U-Pb изотопное датирование (LA-ICP-MS) dZr выполнено в ЛАХИ ГИН РАН. Аппаратура и технология измерений описаны в [4], а методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [5]. Для обработки аналитических данных использовано ПО «GLITTER» и Isoplot/Ex.

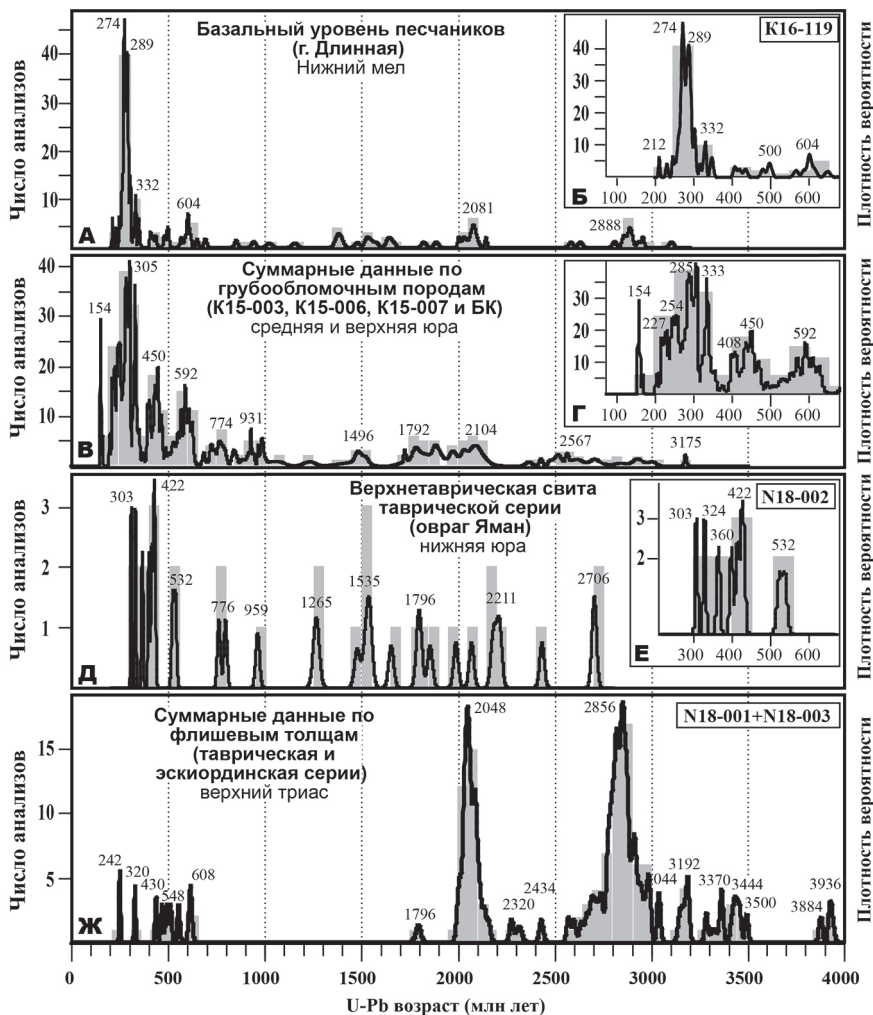


Рис. 1. Характер распределения возрастов зёрен детритовых цирконов из обломочных пород некоторых мезозойских толщ Горного Крыма.

Источники данных: А и Б – наст. работа; В и Г – [6, 8]; Д и Е – [7]; Ж – [4]

Всего U-Pb изотопная система изучена в 180 dZr. Почти 40% анализов сильно дискордантны (до $D > 30\%$). Это означает, что часть dZr еще до того, как попасть в песчаники резанской свиты, была метаморфически и/или метасоматически переработана. Лишь 107 анализов с $-10\% < D < 10\%$ использованы для построения гистограммы и кривой плотности

вероятности (КПВ). Максимальный возраст – 3099 ± 11 ($D = 0.1\%$), минимальный – 212 ± 2 ($D = 0.0\%$) млн лет. На КПВ фиксируются несколько пиков: доминирующий sdвоенный пик 274 и 289 млн лет (среднее значение около 280 млн лет) и слабо выраженные пики – 305, 332, 2080 и 2888 млн лет.

Сопоставление новых данных по резанским песчаникам (рис. 1А, Б) с данными по породам из средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ ГК (рис. 1В, Г), а также из нижнеюрских (рис. 1Д, Е) и верхнетриасовых частей таврической серии (рис. 1Ж) позволяет сделать вывод о том, что в резанских песчаниках присутствуют популяции или отдельные dZr с возрастaми, соответствующими возрастaм популяций dZr из песчаников всех изученных к настоящему времени толщ ГК.

Специально отметим, что резанская свита в локации всего в 3.2 км по аз. 50° от г. Длинной залегает на эрозионной поверхности габбро-диоритов Первомайского интрузива (восток г. Большой Кермен), возраст которого определен как 174.2 ± 1.2 млн лет (рубеж средней и ранней юры) [3]. Кроме того, к востоку от с. Трудлоубовка, всего в 3.2 км по аз. 15° от г. Длинной, резанская свита залегает на размытой поверхности байосской (средняя юра) [10] осадочно-вулканогенной толщи. При этом в резанских песчаниках г. Длинной юрских dZr не обнаружено. Мы склонны связывать их отсутствие с «техническими» причинами. Возможно, юрские dZr присутствуют в пробе К16-119, но имеют слишком маленькие размеры или настолько сложную внутреннюю структуру, что датировать их невозможно.

Финансирование. Исследования проводились по теме Госзадания ГИН РАН и ИФЗ РАН, U-Pb анализы и их обработка выполнены за счет РФФИ (№19-05-00284).

Литература

1. Геология СССР. Т. 8. Крым / Ред. Муратов М.В.). М.: Недра, 1969. 575 с.
2. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
3. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.
4. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
5. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской сви-

ты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TetraganeChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.

6. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.

7. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасовых-юрских толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021 (в печати).

8. 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.

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. V. 108(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. Spec. Pub. 2015. V. 428(1). P. 1–24.

А.О. Сысоева^{1,2}, А.А. Колесникова²

Условия формирования и постседиментационные изменения органогенно-обломочных известняков стратотипической местности ассельского яруса

Изученная территория расположена на восточном борту южного сегмента Предуральского прогиба (рис. 1Б.), где верхнекаменноугольно-нижнепермские толщи весьма интенсивно дислоцированы в сжатые субмеридиональные складки, осложнённые продольными взбросами и

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

² Геологический Институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

надвигами. Эту складчато-надвиговую систему называют Западноуральской зоной линейных складок (ЗУЗЛС) [3]. Рассматриваемая территория находится в пределах части ЗУЗЛС, расположенной в бассейнах и между-речье Ассель и Ускалык. Позднепалеозойские образования здесь слагают два структурных этажа. В строении нижнего этажа участвуют аллохтонный (C_3 - P_{1sm}) и автохтонный (P_{1k}) комплексы, разделённые Сюреньским надвигом восточного падения [2]. Верхний структурный этаж – недислоцированная среднепермская моласса.

На изучаемой территории в нижней части нижнепермского разреза залегают более стойкие к выветриванию серые афанитовые и органо-генно-детритовые известняки, содержащие раковины фораминифер рода *Schwagerina* – руководящую фауну ассельского яруса; мшанково-криноидно-фузулиновые известняки и мергели, разделённые пачками менее стойких буровато-серых аргиллитов, алевроаргиллитов и карбонатистых песчаников. И.В. Хворова выделяла здесь известковый комплекс ускалыкской свиты, относя его к фациальной зоне Урало-Икского типа [5].

В середине XX в. В.Е. Руженцев на основании распределения аммоноидей в толщах, распространенных в между-речье Ассель–Ускалык, выделил ассельский ярус [4], соответствующий швагериновому горизонту. Ярус до сих пор является элементом Международной стратиграфической шкалы и Общей стратиграфической шкалы России. Породы, слагающие разрез ассельского яруса в его стратотипической местности, до настоящего времени остаются важнейшим объектом изучения.

В ходе полевых исследований нами показано, что ассельские породы в изученном районе распространены значительно шире – не только к востоку от Кураминского хребта (доминирующего по абсолютным высотам в рассматриваемой районе), но и к западу от него (см. рис. 1А). Для литологического изучения карбонатных пород типовой местности ассельского яруса и реконструкции условий их осадконакопления, в карьере у северо-восточного края водоема Альян-куль (в точке с координатами $N51^{\circ}49'57.58''$ и $E56^{\circ}40'29.39''$) опробованы органо-генно-обломочные известняки с силикокластической примесью песчаной размерности.

Микроскопическое изучение показало, что порода на 85–90% состоит из разноразмерных форменных элементов, представленных, главным образом, целыми скелетами организмов и их обломками (70–75%). Типовое разнообразие организмов характеризуется значительным преобладанием саркодовых, а именно фораминифер (80–85%), с подчинённым количеством иглокожих (10–15%), мшанок (до 5%) и единичными находками брахиопод. Это позволяет назвать породу полидетритовой [1].

Среди фораминифер в породе встречаются как простые, однокамерные, так и сложноустроенные, многокамерные, с явно различимым внутренним строением. Раковины размером до 0.5 см, хорошей сохранности. Их стен-

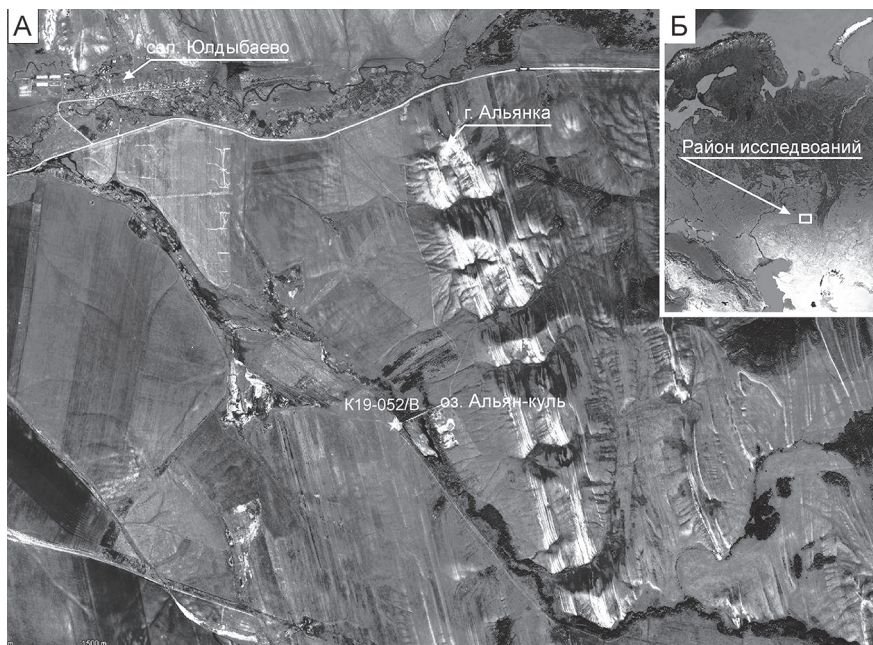


Рис. 1. Место отбора образца К19-052/В: Южное Предуралье, карьер близ озера Альян-куль, граница Башкирии и Оренбургской области. А – аэрофотоснимок района исследований. Б – космический снимок района исследований. В качестве основы для схематического дешифрирования использован монтаж изображений, экспортированных из программы Google Earth (справа) и Bing Maps Satelit (слева)

ки выполнены микритовым кальцитом. Наряду с фузулинами встречены швагерины – биостратиграфический маркер, позволяющий определить возраст породы. В породе швагерины диагностируются по шаровидной форме, похожей на форму зерна проса.

Вторые по распространённости в изученных породах – остатки иглокожих (морских ежей и криноидей), размер которых варьирует от 0.08 до 0.3 см. Диагностируются остатки скелетов иглокожих по плоской таблитчатой и округлой форме, иногда с зубчатым обрамлением в продольных срезах. В поперечных срезах – это прямоугольные пластинки, иногда с небольшим углублением или неровной слабо бугристой поверхностью. В косых сечениях образуются эллипсовидные формы. Для фрагментов скелетов иглокожих характерно одновременное погасание (так как они обычно являются монокристаллами).

Мшанки представлены в основном колониальными формами. Среди обломков колоний можно выделить сеточки веерообразных и кустистых форм размером до 0.4 см. Пространство между ячейками заполнено микритовым карбонатным матриксом. Диагностируются по форме фрагментов, содержащих ячеи – места обитания зооидов, и по тонкопластинчатой структуре стенок.

Реже встречаются обломки (от 0.15 до 0.25 см) кальцитовых створок брахиопод, со сложным внутренним рельефом и двухслойным строением. Внешний слой более ребристый, стоит из пластинок (пластинчатый), имеющих в шлифах вид косых волокон. Внутренний слой призматический, с тонким волокнистым строением. Пластинки изогнуты, хорошо выделяются в скрещенных николях по их волнистому (неодновременно) погасанию.

В меньшей степени среди форменных элементов в породе распространены автохтонные компоненты (25–30%) – интракласты тонко-среднезернистой размерности, представленные микритовыми известняками; а также силикокластические аллохтонные компоненты – литокласты мелко-среднезернистой размерности, среди которых присутствуют аркозовые песчаники со слюдой и вулканокласты. Кроме того, встречаются обломки кристаллических известняков. Интракласты выделены на основании ряда признаков: угловатость, наличие у обломков неустойчивых к транспортировке элементов, сходный с вмещающими породами состав, часто нечёткие границы.

Обломки, привнесённые в бассейн осадконакопления извне — аллохтонные компоненты, обладают преимущественно мелкозернистой размерностью. Среди них можно выделить обломки олиго- и мономиктовых микрозернистых аркозовых песчаников и вулканокласты среднего состава. Встречаются и одиночные плохо окатанные или совсем неокатанные зерна кварца.

Оставшиеся 10–15% объёма породы слагают матрикс и цемент. Матрикс – микритовый кальцит с редкими включениями тонкого органического детрита заполняет межформенное пространство и включает рудные и другие тяжёлые минералы, в т.ч. циркон. Иногда по матриксу развито ожелезнение. Цемент кальцитовый контактового типа, с конформным примыканием зёрен друг к другу, вплоть до облекания и вдавливания. Иногда цемент выполняет поровое пространство, как между зёрнами, так и внутри скелетных элементов, а также трещины. По отношению к матриксу цемент вторичен. На это указывает его структура – цемент слагается почти идиоморфными кристалликами кальцита спаритовой размерности. Изредка цемент имеет кварц-халцедоновый состав. Пустотное пространство, не заполненное матриксом и/или цементом, а также не залеченное вторичным кальцитом, выполнено органическим веществом, которое также в виде

тонких плёнок обволакивает форменные элементы, выполняет сутуровидные инкорпорационные контакты зёрен, или рассеяно в матриксе.

По совокупности признаков можно сделать вывод о достижении данной породой раннекатагенетического этапа преобразования. Это подтверждается наличием выпукло-вогнутых конформных границ между форменными элементами, вплоть до образования контактов вдавливания. Менее уверенно это подтверждается аутигенным минералообразованием, результаты которого можно наблюдать в обломках песчаников в виде метасоматической гидрослюдизации плагиоклазов. Однако этот процесс мог начаться ещё до начала седиментации рассматриваемых известняков, о чем свидетельствует присутствие среди обломков фрагментов крупнокристаллических известняков, степень преобразованности которых явно выше вмещающих их пород. В результате катагенетических процессов первичная структура породы практически не была нарушена. Это позволяет вполне надёжно интерпретировать её происхождение.

Важным дополнением к описанию является то, что при дезинтеграции образца в 10% HCl большое количество органогенно-детритового материала не вступило в реакцию. При дальнейших экспериментах, в ходе которых перетёртый в порошок материал раковин был нагрет в соляной кислоте до температуры кипения, вещество осталось в прежнем состоянии. Это позволило сделать вывод, что часть скелетных остатков сложена некарбонатным материалом. Следовательно, можно предположить, что среди вторичных преобразований породы кроме видимой грануляции также имело место окремнение карбонатного материала, слагающего раковины организмов.

Генезис. Высокое содержание в породах органогенного детрита указывает на осадконакопление в мелководных условиях, на небольшом удалении от суши. На основе ряда признаков можно предположить преимущественно спокойную бассейновую гидродинамику с периодами активизации, т.е. осадконакопление ниже нормального волнового базиса, но выше штормового. Об этом свидетельствует в целом хорошая сохранность крупных раковин фораминифер, широкое распространение межзернового заполнителя в виде микритового и шламового матрикса, а также отсутствие сортировки форменных элементов. Об этапах усиления гидродинамической активности свидетельствует наличие интракластов, образующихся в результате взламывания частично литифицированного осадка, и наличие небольшого количество силикокластических зёрен среднезернистой размерности с высокой окатанностью.

Лито- и кристаллокласты более мелких песчаных фракций могли быть привнесены в осадок в результате действия течений. По присутствию в породе зёрен рудных минералов, в частности обломков хромита, можно сделать предположение о том, что в область седиментации приносил-

ся детритовый материал офиолитов зоны Главного Уральского разлома (ГУР).

Таксономический состав скелетных остатков (существенное преобладание фузулинид) и их крупная размерность указывают на бассейновую биотическую специализацию. Наиболее часто такие условия создаются в изолированных частях бассейнов. С другой стороны, остатки нормально-морской фауны, например, иглокожих и брахиопод, свидетельствуют об отсутствии длительной изоляции бассейна. На основании этих представлений, а также учитывая присутствие среди обломков мшанок – ведущих рифтостроителей в палеозое, можно предположить, что осадконакопление протекало в обстановках погруженных частей внутреннего шельфа, частично отгороженных от основной части морского бассейна локальными лоскутными рифами. По относительно толстым стенкам фораминифер можно предположить относительно прохладную температуру вод бассейна.

Таким образом, был выделен и описан литотип известняков коричнево-серых с зернистой органогенно-детритовой структурой, беспорядочной, хаотичной текстурой и присутствием примеси обломочного материала кварц-силикатного состава.

Работа выполнена за счет средств РФФИ (№16-05-00259 и №19-05-00519).

Литература

1. *Кузнецов В.Г.* Литология. М.: ИЦ РГУ нефти и газа, 2018. 410 с.
2. *Кузнецов Н.Б., Керимов В.Ю., Осипов А.В. и др.* Эволюция, геодинамика поднадвиговых зон Предуральяского краевого прогиба и геохимическое моделирование формирования скоплений углеводородов // Геотектоника. 2018. № 3. С. 3–20.
3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
4. *Руженцев В.Е.* Нижнепермские аммониты Южного Урала. Т. I. Аммониты сакмарского яруса. М.: Из-во АН СССР, 1951. 188 с.
5. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Из-во АН СССР. 1961. 373 с.

Первые результаты U-Pb изотопного датирования зёрен обломочного циркона из песчанистых органогенно-обломочных известняков стратотипической местности ассельского яруса

Характеристика района исследований. Район исследований расположен на юге Предуральяского прогиба, в пределах его восточного интенсивно тектонизированного борта, в том месте, где расположены бассейны рек Ассель и Ускалык, а также их междуречье. На западе этого района находятся поля распространения недислоцированной, почти горизонтально залегающей верхнепермской красноцветной молассы, которая несогласно налегает на верхнекаменноугольно-нижнепермские толщи, собранные в систему сжатых субмеридиональных складок, осложнённых сериями продольных взбросов и надвигов [4, 7]. Эту складчато-надвиговую систему называют Западноуральской зоной линейных складок (ЗУЗЛС). В строении ЗУЗЛС выделяются два структурных этажа: верхний – аллохтонный, и нижний – автохтонный. Аллохтонный комплекс сложен толщами, охватывающими верхнекаменноугольно-сакмарский стратиграфический интервал, а автохтонный комплекс – гипсоносной толщей, соответствующей (?) кунгурскому ярусу. Аллохтонный и автохтонный комплексы разделены поверхностью Сюреньского надвига пологого восточного падения [4].

В 1930–1950 гг. И.Ф. Хворова и В.Е. Руженцев впервые детально изучили структурно-геологические и литологические особенности района бассейнов рек Ассель и Ускалык, а также их междуречья [12]. В результате этих исследований было установлено, что в пределах верхнекаменноугольно-сакмарского стратиграфического интервала, слагающего упомянутый выше аллохтонный комплекс, который занимает верхнее структурное положение в ЗУЗЛС, широко представлены флишевые и олистостромовые образования. При этом на основании распределения аммоноидей в толщах, распространенных в этом районе, было показано, что мощный фрагмент разреза, представленного карбонатным флишем,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, kouznicbor@mail.ru

² РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва, Россия

³ Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (МГУ)

соответствует швагериновому горизонту. Этот разрез описан как типовой разреза ассельского яруса [9].

Для изучения распределения возрастов детритового (dZr) циркона из обломочных пород, слагающих нижние элементы ритмов в ассельском карбонатном флише типовой области, нами на ручье Юлдыбаево, в ~4.0 км от места его впадения в р. Ассель, была отобрана проба K19-052B с начальным весом около 1.5 кг. В этом месте ручей Юлдыбаево перегороден каменно-грунтовой плотиной, образующей пруд, который имеет местное наименование «Альянка-куль» и расположен чуть южнее южной границы полигона геолого-съёмочной практики геолого-геофизического факультета РГУНГ (НИУ) им. И.М. Губкина. У левого (по течению ручья Юлдыбаево) края плотины имеется небольшой неглубокий карьер (бульдозерная зачистка), каменно-грунтовым материалом из которого отсыпана плотина. В северной части этого карьера, в точке с координатами 51°49'57.58" с.ш., 56°40'29.39" в.д. и была отобрана проба K19-052B.

Характеристика пробы K19-052B. Литологическое описание материала пробы приведено в [11]. Здесь лишь кратко повторим, что проба отобрана из органогенно-обломочных известняков с силикокластической примесью песчаной размерности (песчанистые органогенно-обломочные известняки), светло-бурых, с отчетливым запахом битума на свежем сколе. Микроскопическое изучение показало, что порода на 85–90% состоит из разноразмерных форменных элементов, представленных, главным образом, целыми скелетами организмов и их обломками (70–75%). Типовое разнообразие организмов характеризуется значительным преобладанием саркодовых, а именно фораминифер (80–85%), с подчинённым количеством иглокожих (10–15%), мшанок (до 5%) и единичными находками брахиопод. Это позволяет назвать породу полидетритовой [2].

В породе присутствуют остатки фораминифер (диаметром до 5 мм), часто очень хорошей сохранности, представленных как простыми однокамерными, так и сложноустроенными многокамерными формами. Стенки раковин фораминифер выполнены микритовым кальцитом. Среди многокамерных фораминифер распространены представители отряда фузулинид, среди которых встречаются не только собственно фузулины, но и швагеринины – биостратиграфический маркер ассельского яруса [1].

Методика лабораторных исследований. Проба K19-052B дезинтегрирована в 10% HCl. Остаток от растворения промывает в дистиллированной воде, просушен на воздухе, разделен в тяжелой (~2.9 г/см³) жидкости ГПС-В и на магнитном сепараторе. В полученной таким образом тяжелой немагнитной фракции содержалось ~250 зерен циркона. Примерно 120 зерен циркона были случайным образом выбраны под бинокуляром и помещены на клейкую ленту, а потом имплантированы в эпоксидную «шашку» (диаметром 1 дюйм) и сфотографированы в поляризационном

микроскопе. Для каждого зерна была сделана серия снимков (от 4 до 6) с различной глубиной фокусировки – от верхней (передней) поверхности зерна, выступающей над неполированной поверхностью шашки, до его нижней (дальней) поверхности, находящейся внутри шашки. Эти серии фотографий дали возможность выбрать зерна циркона с участками, лишенными трещин и включений и имеющими размер <40–50 мкм, для пробоотбора лазерным пучком диаметром 30 мкм.

U-Pb изотопное (LA-ICP-MS) датирование зерен циркона выполнено в ЛАХИ ГИН РАН. Аппаратура и технология измерений описаны в [6], методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [8], а их обработка проводилась с использованием ПО «GLITTER» [13] и Isoplot/Ex [14].

Результаты изучения U-Pb изотопной системы зерен обломочно-го циркона. Всего в пробе K19-052B изучение U-Pb изотопной системы выполнено пока только для 61 зерна dZr. Из них только 20 анализов удовлетворяют критериям приемлемой дискордантности: $-5\% < D < 10\%$, где D – величина дискордантности, вычисленная по формуле: $D = [\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})-1]*100\%$.

Гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ), иллюстрирующие характер распределения возрастов зерен циркона, вычисленных на основании 20 анализов, приведены на рис. 1. Максимальная полученная оценка возраста – 2555 ± 11 (#1, $D_1 = 0.0\%$, $D_2 = -1.4\%$), минимальная – 301 ± 4 (#69, $D_1 = 1.8\%$, $D_2 = 3.3\%$) млн лет. Наиболее статистически значимое пиковое значение – 350 млн лет.

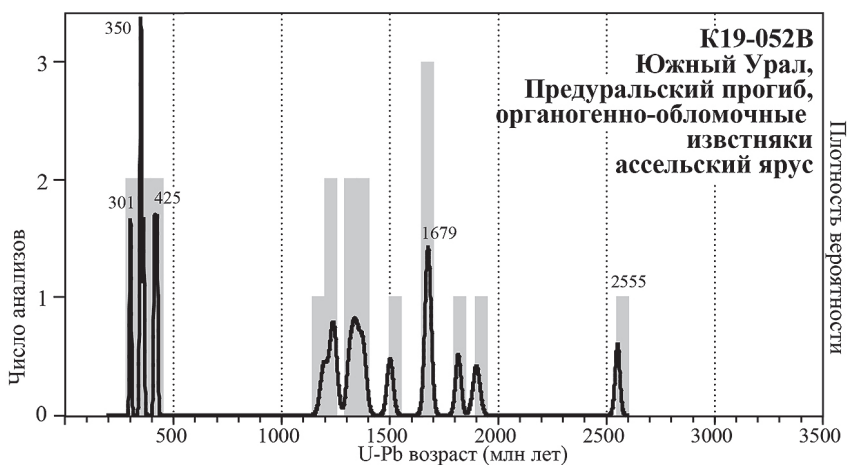


Рис. 1. Гистограмма и КПВ возрастов зёрен обломочного циркона из пробы K16-052B

Интерпретация полученных результатов и выводы. Проведенное U-Pb изотопное датирование зерен циркона из терригенной части обломочных известняков, слагающих нижние элементы ритмов в карбонатном флише ассельского яруса типовой местности, показало следующее.

1. U-Pb изотопная система многих проанализированных зерен циркона несет следы нарушения. Это пока не позволило надежно (в количественном смысле) охарактеризовать набор возрастов зерен циркона из изученных пород.

2. Значения кондиционных датировок варьируют от 2555 ± 11 до 301 ± 4 млн лет.

3. Палеозойские датировки попадают в диапазон 301–424 млн лет, с наиболее статистически значимым пиковым значением 350 млн лет. Этот диапазон соответствует возрастам комплексов уралид восточно-уральского типа и указывает на то, что источник детрита располагался на востоке (в современных координатах) от исследуемого района.

4. Значительное количество датировок попадает в средне- и раннерифейский возрастной диапазон. Источником зерен циркона с такими возрастными могли быть обломочные породы ашинской серии и ордовикских толщ Башкирского антиклинория, в которых зерна циркона с такими возрастными преобладают [3, 5].

5. Отсутствие в полученном наборе типичных для верхневендских и ордовикских толщ южного Урала датировок, соответствующих перигондванским и/или протоуральско-тиманским комплексам [10], может представлять собой артефакт, обусловленный недостаточно представительным (в количественном смысле) набором полученных датировок.

Исследования выполнены в соответствии с планами исследований по теме Госзаданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, изотопные анализы и их обработка выполнены за счет средств РФФИ (№ 16-05-00259 и № 19-05-00519).

Литература

1. *Исакова Т.Н., Назаров Б.Б.* Стратиграфия и микрофауна позднего карбона-ранней перми Южного Урала. М.: Наука, 1986. (Тр. ГИН. Вып. 402). 184 с.

2. *Кузнецов В.Г.* Литология. М.: ИЦ РГУ нефти и газа, 2018. 410 с.

3. *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др.* Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

4. *Кузнецов Н.Б., Керимов В.Ю., Осипов А.В. и др.* Эволюция, геодинамика поднадвиговых зон Предуральяского краевого прогиба и геохимическое мо-

делирование формирования скоплений углеводов // Геотектоника. 2018. № 3. С. 3–20.

5. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии («Australia Upside Down conception») // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.

6. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

7. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

8. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 1. С. 1–37.

9. Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 188 с.

10. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. Т. 4. С. 43–59.

11. Сысоева А.О., Колесникова А.А. Условия формирования и постседиментационные изменения органогенно-обломочных известняков стратотипической местности ассельского яруса // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. М.: ГЕОС, 2020 (наст. сборник).

12. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 373 с.

13. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues // Min. As. Canada. Sh. Course. 2008. М. 40. P. 308–311.

14. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Pub. 2012. № 5. 75 p.

Развитие идей А.Г. Коссовской: Геоминералогия и современный взгляд на литогенез – прошлое и современное понимание проблемы

Вклад А.Г. Коссовской и созданное ею направление «геоминералогия» в литологию XX в. трудно переоценить. Однако, к сожалению, это направление оказалось незаслуженно забыто в XXI в. из-за многих, в первую очередь организационных причин. Тем не менее, наследие, созданное не только самой А.Г. Коссовской, но и той школой, которую она создала, до сих пор продолжает существовать, но не в литологии, а в рамках других разделов геологии. При этом нельзя не вспомнить, что имя А.Г. Коссовской неразрывно связано с именами сотрудников лаборатории, которую она в свое время возглавила. Каждый из них внес существенный вклад в развитие метода геоминералогии, и многие приемы, впервые разработанные в той лаборатории, стали сегодня рутинными.

В настоящем докладе я остановлюсь на нескольких моментах: 1) это исторический экскурс – становление метода геоминералогии, терминологии, достижений; 2) литогенез, как его понимали ранее и как понимают в современной литературе; 3) геоминералогия в современных условиях, возможности применения при тектонических исследованиях.

1) Что такое геоминералогия. Геоминералогия – наука о формировании, существовании и преобразовании стадияльных минеральных парагенезов и свойственных им минералов-индикаторов в важнейших геологических типах пород верхней оболочки литосферы и при температурах и давлениях [3]. В основу был положен системный подход, который позволяет рассматривать минеральный состав пород как набор определенных типовых парагенетических ассоциаций и выяснения их эволюции. Речь идет о трех методических приемах: 1. Геолого-формационном и фациальном анализе, выявляющих парагенезы пород, и характеризующих физико-географические и тектонические обстановки; 2. Стадияльно-минералогическом анализе, позволяющем установить минеральные парагенезы и выделить из них минералы-индикаторы; 3. Прецизионном структурно-кристаллохимическом анализе и детальном изучении типоморфной гетерогенности минералов-индикаторов определенных физико-химических и термодинамических условий, характерных для конкретных геологических обстановок и процессов.

¹ ФГБУН Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tuchkova@ginras.ru

Объекты, на которых была отработана данная методика, охватывают разные регионы – Западное Верхоянье и Вилюйскую впадину [2, 4], формации Карагандинского угленосного бассейна, Печорскую угленосную формацию, неоген Северного Сахалина, меденосные песчаники Джекзакана, пермо-триасовые граувакки Мангышлака (все перечисленное было опубликовано в монографии «Граувакки» [1]). Эти исследования имели большое значение для российской литологии. В первую очередь потому, что был сделан акцент на петрографические исследования песчаников, анализ минерального состава которых не просто давал классификационные характеристики пород, но позволял выявить смену источников сноса и, соответственно, выполнить тектонические реконструкции. Более того, помимо изучения каркаса песчаников (породообразующих компонентов), предлагалось изучение ассоциирующих с песчаниками глинистых минералов. Рассматривались как исходные глинистые минералы, сформировавшиеся в осадке, так и аутигенные минералы, возникшие в породе при постседиментационных изменениях. Это направление позднее получило название «стадиальный анализ», или «метод стадиальных парагенетических ассоциаций». Важность данного метода заключается в том, что было установлено: определенные ассоциации песчаников возникают только в определенных тектонических обстановках. Подобный анализ был проведен В.Д. Шутовым и опубликован в монографии [21].

Кроме выявления минеральных ассоциаций, в лаборатории большое внимание уделялось собственно минералам. Например, И.М. Симановичем были определены характеристики типов кварца из разных пород. В.Д. Шутовым были выявлены главные характеристики полевых шпатов. Большое внимание было уделено кристаллохимии минералов, чтобы найти минералы-индикаторы или парагенетические ассоциации – индикаторы геотектонических режимов или стадий преобразования осадочных пород. Проводились работы по выявлению индикаторных особенностей цеолитов, амфиболов и пироксенов. А с появлением микрозонда, были определены типовые характеристики глинистых минералов – слюды, хлоритов, смектитов и т.д. Все эти исследования опубликованы в ряде статей и монографий, и в основном все эти публикации стали «бестселлерами» научного мира России.

Практически одновременно с монографией «Граувакки» была опубликована монография «Эпигенез и его минеральные индикаторы» [22], в которой геоминералогический подход был использован в полной мере. В монографии детально рассмотрены стадии осадочного породообразования – от момента осаждения осадка до его превращения в метаморфическую породу. Эти исследования до сих пор не потеряли своей актуальности, но надо сказать, что терминология, которая была представлена в данной работе, не прижилась в геологической литературе. Более того,

в зарубежных публикациях данная терминология не используется вообще. Например, в обзорной статье [26] термин «эпигенез», как и термин «катагенез» отнесен к терминам, не рекомендованным к использованию. Тем не менее, закономерности, установленные тогда для разных этапов постседиментационных изменений и их индикаторные минеральные ассоциации, востребованы и применяются в первую очередь в нефтяной геологии.

В продолжение исследований постседиментационных изменений В.И. Лукьянова, а позднее О.В. Япаскурт и Г.А. Беленицкая независимо друг от друга предложили с одной стороны более простую, а с другой стороны более сложную модель формирования осадочных пород при становлении складчатых поясов [10, 23-25]. Эти авторы предлагали выделять два типа преобразований осадочных пород: фоновые, которые протекают при вялом тектоническом режиме; и наложенные, которые активизируются в геодинамических обстановках, связанных с деформациями. Почти одновременно, в развитие идей перечисленных авторов, И.М. Симанович предложил модель, в которой осадочные породы жестко связаны с геодинамическим режимом бассейна, в котором они формируются [25, 13-16]. В складчатых областях переход от фонового литогенеза или литогенеза погружения (диагенеза, катагенеза) к метагенезу (анхиметаморфизму) происходит в результате смены геодинамических режимов, в сопровождении деформаций, складчатости, кливажа, изменения термально-флюидной обстановки. Поэтому любые преобразования осадков в различных типах осадочных бассейнов определяются геодинамической обстановкой и типом коры: в одних случаях осадки проходят последовательно все стадии преобразования (литогенеза) от диагенеза к метагенезу и даже метаморфизму. В других случаях процесс литогенеза прерывается из-за смены геодинамического режима бассейна, и последующие интенсивные преобразования накладываются на слабо литифицированные породы. Данная модель пока не стала общепризнанной, но совершенно очевидно, что она наиболее точно описывает процессы, которые происходят с осадочными породами при постседиментационных преобразованиях.

Таким образом, проведенный анализ приводит к вопросу терминологии, то есть к пониманию термина «литогенез»:

2) Название «литогенез» было предложено в 1894 г. Вальтером, для научного направления, цель которого – познание происхождения ископаемых пород при помощи изучения современных породообразующих процессов. Позже, в 1907 г., Ог (Haug) предложил назвать «литогенезом» определенную стадию геологического цикла, охватывающую всю совокупность процессов образования и эволюции осадочных горных пород. В дальнейшем толкование термина литогенез несколько раз кардинально менялось.

В исследованиях Н.М. Страхова [17] под термином «литогенез» были объединены процессы мобилизации вещества в коре выветривания, его переноса и осадкообразования, а также диагенеза осадков. В результате такого понимания им были выделены типы литогенеза, обусловленные климатическим фактором: литогенез аридного типа, гумидного, ледового. Другой тип литогенеза – вулканогенно-осадочный, связывался с вулканической деятельностью, однако проявляющийся неодинаково в разных климатических условиях. Постдиагенетические стадии преобразования осадочных пород объединялись под термином «метагенез» [18]. Подобное же понимание термина «литогенез» можно проследить у Н.В. Логвиненко, А.П. Лисицына, Э.И. Сергеевой [5–9, 12]. В представлении перечисленных авторов литогенез определяется климатической зональностью, мощностью перекрывающих толщ, возрастом осадков и влиянием эндогенного тепла в областях с повышенным и высоким тепловым потоком.

Но у термина есть и другое значение – с 70-х гг. прошлого века термин «литогенез» (или породообразование), обозначает постседиментационные преобразования осадков [20]. Это понятие охватывает диагенез и все последующие преобразования осадка вплоть до метаморфизма. Такое же понимание этот термин имеет в публикациях А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова, И.М. Симановича, В.Т. Фролова, О.В. Япаскурта и др.

Надо заметить, что в зарубежной литературе термин «литогенез» практически не употребляется, постседиментационные преобразования осадочных пород, начиная с их накопления до метаморфизма, объединены под термином «диагенез». В случае необходимости выделяется несколько подстадий диагенеза, позднюю стадию принято называть термином анхиметаморфизм, то есть «почти метаморфизм» на основании температурных условий формирования новообразованных минералов. Предлагается более дробное разделение диагенеза – на эодиагенез (*eodiagenesis*), в течение которого температурный режим не превышает 70 °С и глубина погружения осадка составляет не более 2 км, и мезодиагенез (*mesodiagenesis*): температурный режим выше 70 °С (но не более 100°) и глубина – более 2 км. Переход от эодиагенеза к мезодиагенезу заключается в уплотнении осадка, трансформации исходных и появлении новообразованных минералов. Более интенсивные преобразования, связанные с температурным режимом 200–250 °С, получили название телогенез (*telogenesis*) [27].

К сожалению, геоминералогия, широко развивавшаяся в России в 60–80 гг. прошлого века, в настоящем практически не развивается как направление. С появлением новой аппаратуры оно имеет широкое распространение в зарубежных публикациях, но уже основоположниками являются не российские исследователи. В нашей стране отмечают отдельные «островки», которые продолжают использовать методы и методики геоминералогии.

3) Применение методов геоминералогии в современных условиях и их развитие завязаны на возможности использования новой аппаратуры. Но системный подход к изучению геологического объекта, заложенный А.Г. Коссовской и сотрудниками ее лаборатории, в некоторых случаях позволяет построить достоверные палеореконструкции, с минимальным применением новых методик. Тем не менее, широкое использование современных прецизионных методик и технологий определяют перспективу развития метода А.Г. Коссовской в современных условиях. Большой вклад в развитие идей геоминералогии внёс О.В. Япаскурт. Более того, чтение курса лекций по геоминералогии дало возможность воспитать несколько поколений студентов с пониманием важности данного метода в научной и практической работе.

Однако постоянно возникают новые методы изучения осадочных пород. Перечислю несколько, ставших рутинными в последние два десятилетия. В первую очередь стоит упомянуть о методах геохронологических – датирование по обломочным цирконам (LA-ICP-MS), AFT и ZFT (apatite/zircon fission track), Sm-Nd, и т.д., все они позволяют определять характер источников сноса, выснять скорость эксгумации комплексов питающих провинций и термальную историю осадочных бассейнов. Кроме того, геохимический анализ и развитие сканирующей электронной микроскопии существенно упростили и сократили время изучения отдельных компонентов осадочной породы. Все перечисленное не отражает полностью те новейшие достижения, которые теперь привлекаются для решения литологических задач, новых методов гораздо больше. Важно помнить, что никакой самый современный и новейший метод не заменит системный подход к изучению геологического объекта, о чем всегда напоминала своим сотрудникам А.Г. Коссовская. Несколько примеров использования методов геоминералогии представлены работами сотрудников нашей лаборатории В.В. Костылевой, Е.В. Ватрушкиной, М.Ю. Гушиной, В.Э. Белошей, М.И. Тучковой. При полевых исследованиях на Северо-Востоке России приходится сталкиваться со многими проблемами, главной из которых является проблема корреляции разрезов деформированных толщ. В связи с этим обстоятельством при изучении осадочных пород складчатых поясов наибольший эффект дает комплексное использование литологических методов.

Например, в работах Е.В. Ватрушкиной изучение верхнеюрских-нижнемеловых отложений в изолированных впадинах Западной Чукотки позволило прекратить давний спор о количестве и стратиграфическом интервале существования свиты/свит аркозовых песчаников. Данные предшественников указывали то на существование двух свит [11], то относили их к единой [19]. Детальные петрографические исследования песчаных пород показали различие в минеральном составе, и доказа-

ли существование двух разновозрастных свит аркозовых песчаников – оксфорд-кимериджского и валанжинского возраста. Успешно применен метод выявления терригенного источника сноса на основе определения геохимических особенностей обломков аргиллитов из песчаников и сравнения их с геохимическими характеристиками предполагаемых источников сноса. Установлено, что угловатые обломки аргиллитов из оксфорд-кимериджских песчаников имеют схожие геохимические характеристики с триасовыми турбидитами, а крупные изометричные обломки из песчаников валанжинского возраста аналогичны по составу вмещающим породам и являются интракластами. Дополнительным методом исследования стал анализ отдельных пороодообразующих компонентов с помощью сканирующего электронного микроскопа слюд, полевых шпатов и гранатов и выявление кристаллохимических характеристик перечисленных минералов для установления источников сноса.

Исследования В.В. Костылевой сосредоточены в последнее время на изучении позднемезозойских отложений о. Новая Сибирь. Проведен полный комплекс литологических исследований, который позволил детализировать палеогеографические схемы для позднемелового и кайнозойского времени, уточнить особенности вулканизма в этой части Арктики. В более ранних работах по изучению Русской плиты этим автором были выявлены фациальные и минералогические свидетельства бореальной трансгрессии в байос-батское время. На основании анализа минеральных парагенезов аркозовых и кварцевых рифейских толщ Волюно-Оршанского прогиба в его осадочном выполнении были выделены различные литогеодинамические комплексы и установлены минеральные индикаторы смены палеотектонических режимов осадконакопления в позднем рифее на юго-западе Восточно-Европейской платформы.

В работе М.Ю. Гузиной в результате детальных петрографических и гранулометрических исследований верхнеюрских-нижнемеловых песчаников Усть-Бельского террейна было установлено, что часть песчаников, относимых ранее к алганской свите, вероятнее всего, являются туфопесчаниками перекатнинской свиты. Обстановки осадконакопления реконструированы мелководные, вблизи дельтовой системы, перенос осадочного материала осуществлялся турбидитами.

Изучение карбонатных пород палеозоя Чукотки (В.Э. Белошей) только начинается, тем не менее, проведенный детальный анализ карбонатных и терригенно-карбонатных пород (микротекстуры, минеральный, геохимический состав и изотопный анализ) позволил скоррелировать разрезы разных тектонических зон и выявить характерные особенности для каждого типа карбонатов.

При изучении триасовых осадочных комплексов Чукотки (М.И. Тучкова) петрографические исследования в совокупности с анализом некоторых

породообразующих компонентов позволили не только скоррелировать разрезы, но и проследить фациальные переходы между разновозрастными толщами, а анализ вертикальных рядов показал постепенное продвижение шельфовой зоны в сторону глубоководья. Анализ минерального состава показал, что доминирующим источником сноса служили метаморфические комплексы, которые в отложениях нижнего-среднего триаса дополнялись древними андези-базальтовыми образованиями. Геохронологические исследования позволили доказать завершение осадконакопления на пассивной окраине к концу триаса, и существование общего комплекса источников сноса для большей части изученной территории. Более того, анализ зерен кварца в составе триасовых отложений позволил проследить положение наиболее мелководных, приближенных к суше отложений в образцах поднятия Менделеева, о. Врангеля и Чукотки. Дополнительные исследования ассоциаций глинистых минералов в толщах, подвергнутых деформациям, показали, что наиболее интенсивные преобразования отмечаются в разрезах, вовлеченных в надвиги, давления нарастают в зонах наиболее интенсивных деформаций, при этом изменение температурного режима в зоне надвига не превышает 20 °С.

Таким образом, анализ работ только нескольких перечисленных авторов показывают, что методические подходы изучения осадочных пород, заложенные А.Г. Коссовской и сотрудниками лаборатории геоминералогии, продолжают развиваться и позволяют решать не только узкие литологические задачи, но и ряд вопросов, связанных с тектоническими реконструкциями.

Благодарности: Данное исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061 и в рамках Госзадания № 0135-2019-0078.

Литература

1. Граувакки. Труды ГИН, Вып. 238. М.: Наука, 1972. 348 с.
2. *Коссовская А.Г.* Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63. М.: Наука, 1962. 206 с.
3. *Коссовская А.Г.* Проблемы геоминералогии. В кн. Литология в исследованиях геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110–158.
4. *Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.И.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 34. М.: Наука, 1960. 276 с.
5. *Лисицын А.П.* Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С.522-559.
6. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

7. *Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. *Логвиненко Н.В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
9. *Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И.* Методы определения осадочных пород. Л.: Недра, 1986. 240 с.
10. *Лукиянова В.Т.* Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд, 1995. 174 с.
11. *Паракецов К.В., Городинский М.Е.* К вопросу о возрасте аркозовых песчаников в районе чаунской губы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1966. № 19. С. 56–62.
12. *Сергеева Э.И.* Теория литогенеза. Учебное пособие. С-Пб.: Изд-во С-ПбГУ, 2005. 140 с.
13. *Симанович И.М.* Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литол. и полезн.ископ. 2000. № 5. С. 533–543.
14. *Симанович И.М.* Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литол. и полезн. ископ. 2007. № 1. С. 84–92.
15. *Симанович И.М., Головин Д.И., Буякайте М.И. и др.* О влиянии геодинамических факторов на постседиментационный литогенез юрских терригенных комплексов Кавказа (Южный Дагестан) // Литология и полезн. ископ. 2004. № 6. С. 638–650.
16. *Симанович И.М., Япаскурт О.В.* Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. № 6. С. 20–31.
17. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостехиздат, 1963. 535 с.
18. *Страхов Н.М., Логвиненко Н.В.* О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // Доклады АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389–392.
19. *Тибилев И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 95 с.
20. *Тимофеев П.П., Коссовская А.Г., Шутов В.Д. и др.* Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 58–82.
21. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. Тр. ГИН АН СССР. Вып.278. М.: Наука, 1975. 172 с.
22. Эпигенез и его минеральные индикаторы, Тр. ГИН АН СССР. Вып. 221. М.: Наука, 1971. 170 с.
23. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере. Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
24. *Япаскурт О.В.* Процессы постседиментационного преобразования отложений осадочных бассейнов// Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. С. 213–271.

25. Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Карпова Е.В. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов и палеотектоника // Литосфера. 2003. № 1. С. 39–53.

26. Arkai P., Sassi F.P., Desmons J. Very low- to low grade metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission of Metamorphic Rocks. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMR), 2007, 11 p.

27. Worden R.H., Morad S. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution // Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. № 34. 2003. P. 3–41.

М.И. Тучкова¹, С.Д. Соколов¹, М.Ю. Гущина¹

Песчаники древних пассивных континентальных окраин – примеры палеообстановок и минерального состава

Многообразие обстановок осадконакопления на пассивных континентальных окраинах препятствует созданию единой модели для структур подобного типа. Тем не менее, можно проследить состав и строение своеобразных литолого-фациальных комплексов, свойственных этой геодинамической обстановке. При формировании отложений пассивной континентальной окраины важны следующие факторы: климат, близость устья крупной реки, рельеф прилегающей суши и эвстатика. На пассивных континентальных окраинах обломочный материал поступает в бассейн при помощи конуса выноса, являющегося продолжением дельтовой системы. Строение современных конусов выноса хорошо изучено и служит эталоном для реконструкции палеообстановок, особенно в складчатых областях, в которых деформированные осадочные комплексы трудно коррелировать. К тому же применение стандартного фациального анализа затруднено из-за дезинтеграции разрезов и деформаций, поэтому приходится использовать фрагменты некогда единых осадочных комплексов и изучать части этого разреза, иначе именуемые тектоно-стратиграфические комплексы.

Минеральный состав осадков, слагающих конусы выноса пассивных континентальных окраин, представлен в основном зрелым материалом, с высоким содержанием кварцевой составляющей и устойчивых компонентов (обломков пород и минералов тяжелой фракции). При этом, как

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, tuchkova@ginras.ru

правило, содержание тяжелой фракции в породе незначительно. Исключением могут считаться системы Индского и Бенгальского конусов выноса – они ассоциируются с пассивными континентальными окраинами, но питающие их речные системы дренируют комплексы пород активной зоны коллизии и становления горной страны. Поэтому в составе осадков, слагающих эти конуса выноса, преобладают нестойкие минералы: роговая обманка, полевой шпат и пироксены [4–6]. В докладе приведены примеры минерального состава и строения осадочных комплексов наиболее изученных древних пассивных окраин.

Одним из примеров отложений пассивной континентальной окраины являются триасовые осадочные комплексы Восточной Арктики. Эта территория в современной структуре принадлежит Новосибирско-Чукотской покровно-складчатой области поздних мезозой [2]. В составе области выделены Новосибирско-Врангелевская, Аннойско-Чукотская и Южно-Анной складчатые системы.

Триасовые отложения имеют широкое распространение во всех перечисленных структурах, однако в настоящем сообщении рассматриваются отложения верхнего триаса, присутствие которых подтверждено на о. Врангеля и Чукотке [1, 3]. Строение разрезов в целом представлено переослаиванием песчаных и алевро-аргиллитовых пачек, мощность которых составляет 20–35 м. Верхнетриасовый разрез характеризуется двучленным строением: в нижней толще преобладают тонкозернистые разности, в верхней – доминируют песчаники. Отличия заключаются в том, что среди песчаных и тонкозернистых разностей, представленных в разрезах о. Врангеля, повсеместно присутствуют алевролиты, тогда как в разрезах Чукотки содержание алевролитового материала, в том числе в тонкозернистой толще, незначительное.

В западных и южных разрезах о. Врангеля в основании песчаных прослоев присутствуют крупные уплощенные аргиллитовые интракласты, часто вместе со следами течения осадка. В песчаниках верхнего триаса Чукотки интракласты значительно мельче и отмечаются в единичных случаях в бассейне р. Малый Анной. Обрывки углефицированных растительных остатков присутствуют в большом количестве в составе песчаников о. Врангеля, в песчаниках Чукотки растительные остатки присутствуют в виде аморфизованной темной массы. Все перечисленные особенности указывают на формирование песчаников о. Врангеля в проксимальной зоне влияния двух-трех не крупных дельт или дельтовых рукавов крупной реки.

В отложениях Чукотки установлены интервалы песчаных гравитационных потоков в верхней части карнийского разреза и в норийском [7]. Присутствие их свидетельствует о существовании дельтовой системы, в продельтовой зоне которой формировались эти отложения. Поточный

генезис эталонных песчаников подтвержден результатами анализа их гранулометрического состава.

По петрографическому составу верхнетриасовые песчаники о. Врангеля и Чукотки относятся к литаренитам. На треугольной диаграмме они образуют поле с широким диапазоном содержания породообразующих компонентов Q9–45 F9–32 R32–75, в котором можно выделить две области: первая – с содержанием кварца (Q35–45), включающая образцы западной Чукотки и о. Врангеля; вторая – с более низкой кварцевой составляющей (Q9–28) включает образцы из восточной части Анюйского и Чаунского субтеррейнов. Среди минералов тяжелой фракции отмечено высокое содержание Fe минералов, представленных пиритом, халькопиритом, лимонитом и корками гематита. В целом содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках невелико и различается в образцах Чукотки и о. Врангеля. В последних, помимо циркона, Ti-минералов и хромшпинелидов, присутствуют турмалин, апатит, эпидот, в некоторых образцах отмечены минералы кальциевой группы, а также хлорит и/или слюды. Подобное распределение минералов тяжелой фракции свидетельствует о различном положении этих двух областей осадконакопления по отношению к источникам обломочного материала: близости (о. Врангеля) и относительном удалении (Чукотка).

Таким образом, верхнетриасовые триасовые отложения о. Врангеля и Чукотки формировались в едином осадочном бассейне, но в разных фациальных зонах. Верхнетриасовые отложения о. Врангеля накапливались в проксимальной части дельты, в относительной близости к континентальной суше. Дельтовая система могла иметь несколько рукавов, в которых накапливались пачки песчаников, доминирующие в разрезах на юге острова. Чукотские одновозрастные отложения формировались в более глубоководной зоне, на продолжении крупной прodelьты, в ее дистальной зоне.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 20-17-00197.

Литература

1. Косыко М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. – СПб., ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

2. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

3. Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 95 с.

4. *Хворова И.В., Серова В.В., Горбунова З.Н.* Влияние речных выносов на глубоководное осадконакопление (на примере Центральной котловины Индийского океана)// Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 3–15.

5. *Garzanti E., Vezzoli G., Ando S. et al.* Petrology of Indus River sands: a key to interpret erosion history of the Western Himalayan Syntaxis// Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 229. P. 287–302.

6. *Mattern F.* Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis// Earth-Sci. Rev. 2005. V. 70. P. 167–202.

7. *Tuchkova M.I., Vatrushkina E.V.* Correlation of gravity flows in Mesozoic sediments of Chukotka microplate margin and evolution of the Arctic region (North-East of Russia) // Sedimentology 2021 (in print).

Т.Н. Хераскова¹

**Развитие идей И.В. Хворовой:
Значение методов литологического и формационного
анализов осадочных и вулканогенно-осадочных формаций
при реконструкциях палеотектонических структур**

Учение о геологических формациях возникло в 50–60-е годы прошлого века, когда проводились масштабные исследования по обобщению и осмыслению накопившегося обширного геологического материала, необходимого для поиска новых месторождений полезных ископаемых, в которых остро нуждалась страна после окончания войны. Это было время создания геологических и первых тектонических карт СССР. Эти работы требовали выработки критериев оценки геологической и тектонической значимости комплексов осадочных и магматических образований для преодоления трудностей районирования огромной и неравномерно изученной территории. Учение о геологических формациях, выдвинутое Н.С. Шатским, Н.П. Херасковым возникло как метод сравнительного анализа и обобщения геологической информации. Он обеспечивал необходимую комплексность подхода, позволяющую с наибольшей достоверностью восстанавливать картины и процессы прошлого. Применение этого метода оказалось особенно продуктивным при реконструкциях современных и древних тектонических структур, истории их становления и

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

динамики развития. В последнее время этот метод успешно применяется при геологической интерпретации сейсмических трансектов платформенных областей и их континентальных окраин. Волновая картина сейсмических разрезов позволяет установить форму осадочных комплексов, их внутреннее строение, а также соотношение с подстилающими и перекрывающими сейсмостатиграфическими комплексами, что в сочетании с данными бурения позволяет наиболее полно охарактеризовать осадочные и вулканогенно-осадочные формации.

В основу формационного анализа положен метод аналогий и актуалистический подход к палеореконструкциям. Например, если какая-либо *формация, формационный ряд, структурно-формационный комплекс* характеризует определенную современную тектоническую структуру, геодинамическую или палеогеографическую обстановку, то предполагается, что подобный формационный парагенез в геологическом прошлом был сформирован в близкой обстановке. Например, сходство разрезов альпинотипных гипербазитов и современной океанической коры породило представление об океанической коре геологического прошлого и о палеоокеанах.

Становление и применение этого метода было невозможно без выделения и детального описания конкретных формаций. Именно это направление развивала И.В. Хворова. Она была одним из основоположников учения об осадочных формациях и сравнительном анализе древних и современных карбонатных, кремнистых и вулканогенно-осадочных комплексов [1, 7 и др.]. Наибольшие достижения связаны с изучением связи осадконакопления и вулканизма. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации привлекали ее внимание в наибольшей степени, так как позволяли использовать метод актуализма, сравнительный анализ древних комплексов отложений и современных осадков, тем самым выявляя обстановку их накопления. И.В. Хворовой и сотрудниками созданной ею лаборатории не только классически описан ряд формаций, но и выявлены новые, не известные ранее классы отложений, такие как туфосилициты, тефроиды, тефротурбидиты [2–4, 7, 8 и др.].

Для современных геодинамических построений требуется изучать не только состав и генезис пород каждой формации, но и иметь ее палеомагнитные характеристики, позволяющие определить палеошироту возникновения на поверхности Земли. При современных исследованиях приобрело крайнюю важность выяснение формы и первичной площади распространения формации, так как отдельные ее фрагменты могут быть растащены и удалены один от другого на значительные расстояния при последующих тектонических процессах деструкции и покровообразования. Восстановление первичной формы, размеров и площади распространения какой-либо формации позволяет восстановить и древнюю струк-

туру, в пределах которой накапливалась данная формация. Эта задача не всегда выполнима, так как некоторые формации, видимо, частично или почти полностью поглощаются в зонах субдукции. Но в таких случаях необходимо сознавать, что суждение о формации, а значит и о структуре, в пределах которой она накапливалась, заведомо неполно и не может быть полностью достоверным.

При реконструкциях палеоструктур, их протяженности и соотношений с другими структурами крайне полезными оказываются представления о конкретных и абстрактных формациях или формационных типах [9]. Конкретные формации представляют собой геологические тела, имеющие определенное местонахождение и возраст. В областях покровно-складчатого строения чаще всего сохраняются лишь фрагменты конкретных формаций, не имеющие естественных ограничений, особенно по латерали. Формационные типы или абстрактные формации объединяют сходные конкретные формации разных областей и возрастов. Вместе с современными аналогами они формируют наиболее полный ее образ, включающий не только состав и строение, но и форму, размеры, латеральную изменчивость, первичные соотношения с другими формациями, приуроченность к определенным структурам. Соотношение между конкретной и абстрактной формацией подобно соотношениям понятий индивидуума и вида в биологии. Лишь зная особенности строения формационного типа, можно достоверно интерпретировать конкретные разрезы, правильно сложить мозаику фрагментов, которые реально наблюдаются в современной структуре покровно-складчатых областей, и, таким образом, правильно восстановить тип древней структуры, определить ее первичные размеры.

Все многообразие геологических формаций отражает различные геодинамические обстановки их накопления. Неоднократно предпринимались попытки классифицировать геологические формации по типам структур и стадиям их развития. В настоящее время, видимо, лучше классифицировать формации по геодинамическим обстановкам Мобилистической концепции развития Земли. Каждая структура и соответствующая ей геодинамическая обстановка характеризуются определенным набором формаций и определенной их вертикальной последовательностью, или рядом. Чем полнее учтена вся последовательность формаций, тем надежнее и обоснованнее выделение палеоструктуры, в которой формировалась данная последовательность пород. Знания какой-либо одной формации часто недостаточно, так как некоторые из них накапливались в разных геодинамических обстановках. Примером может быть группа молассовых формаций, накопление которых происходило в континентальных рифтах, в окраинноконтинентальных вулканических поясах, в зонах коллизии континент-континент, а также в преддуговых прогибах и бассейнах

форланда. Флишевые формации разного состава могли образоваться на пассивных континентальных окраинах, в различных коллизионных обстановках, на склонах островных дуг и внутрибассейновых поднятий. Эти примеры можно было бы продолжить.

Ранее предполагалось, что смена формаций в вертикальном разрезе отражает эволюцию какой-либо структуры. При мобилистском подходе следует предполагать, что такая смена может быть вызвана разными причинами, в том числе и горизонтальным перемещением, например, океанской плиты от зоны спрединга к зоне субдукции, из зоны высокой биологической продуктивности в зону низкой биологической продуктивности, или континента – из одной климатической зоны в другую.

Наиболее актуальной проблемой современного формационного анализа является построение площадных геодинамических реконструкций для определенных интервалов геологического времени, отражающих последовательное развитие структур Земли. Новый этап исследований требует решения ряда задач. Главными из них представляются следующие: 1) геодинамическая интерпретация реальных геологических разрезов; 2) восстановление целостности структур, разрушенных при последующих этапах деструкции и покровообразования; 3) выявление палеосдвигов и палеотрансформных разломов; 4) определение размеров, морфологии и палеогеографии древних океанических бассейнов, их типизация и сравнение с современными аналогами.

Литература

1. *Хворова И.В.* Геосинклинальные кремнеобломочные породы и условия их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 2. С. 36–48.

2. *Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3–23.

3. *Хворова И.В.* Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Докл. сов. геологов. Междунар. геол. конгресс, 26 сессия / Ред. П.П. Тимофеев, И.С. Грамберг М.: Недра, 1986. С. 92–95.

4. *Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Гречин В.И. и др.* Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика). М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН. Вып. 396)

5. *Хворова И.В., Вознесенская Т.А., Золотарев Б.П. и др.* Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 225 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 311)

6. *Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарева А.И.* Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 26–41.

7. *Хворова И. В., Пушкина З.В., Вознесенская Т.А., Гордеева С.И.* К методике изучения тонкозернистых пород из туфовых толщ палеозоя // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 96–103.

8. *Хворова И.В., Руженцев С.В.* Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение 1. Отложения краевых морей и смежных участков океана // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С. 3–15.

9. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. Избранные труды. М.: Наука, 1967. 403 с.

А.К. Худолей¹

Современные методы реконструкции источников сноса

Бурное развитие технологий геохронологического датирования в последние несколько десятилетий привело к тому, что этот метод из уникального, использовавшегося для изучения единичных ключевых объектов, превратился в рутинный, применяемый при повседневных исследованиях. В первую очередь, это относится к U-Pb датированию. Так, если в конце 1980-ых годов ежегодное число статей, в которых использовалось U-Pb датирование, было менее 100, то в 2000 году оно приближалось к 300, а в 2014 – к 1500 [7]. Новым направлением в геохронологии и осадочной геологии стало U-Pb датирование обломочных цирконов в песчаниках, открывшее новые возможности в изучении источников сноса обломочного материала, палеогеографических и палеотектонических интерпретациях, которое было названо Д. Джерельсом «циркониевая революция» [3].

В то же время, широкое использование U-Pb датирования обломочных цирконов выявило и определенные ограничения этого метода. Так, имеющий высокую устойчивость к физическому выветриванию циркон сохраняется при неоднократном перемыве обломочных осадков и пород. Отличить цирконы, образовавшиеся при размыве магматических и метаморфических пород от цирконов, поступивших из более древних песчаников не всегда возможно, и это затрудняет реконструкцию источника сноса. Цирконы содержатся в магматических породах основного и ультра-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия, a.khudoley@spbu.ru

траосновного составов в незначительных количествах, и выполненные по обломочным цирконам реконструкции практически никак не учитывают эти важнейшие для тектонических реконструкций комплексы. Наконец, есть определенные неоднозначности и в интерпретации результатов U-Pb датирования, полученных методами LA-ICPMS и SIMS [6].

Более надежной идентификации источника сноса обломочного материала способствует широко применяющееся в настоящее время определение изотопного состава Hf в цирконах, U-Pb возраст которых уже определен. В то же время, в последнее десятилетие все шире используется U-Pb датирование не только циркона, но и других минералов тяжелой фракции песчаников, в частности, апатита и рутила [1, 7], что значительно расширяет возможности реконструкции источников сноса.

Anatum. Вследствие более низкой, в сравнении с цирконом, температуры кристаллизации (400–600 °C) апатита, его датирование позволяет установить источники сноса, подвергшиеся метаморфизму, при котором не происходила перекристаллизация циркона. В сравнении с цирконом, апатит заметно менее устойчив в осадочных процессах и не сохраняется при многократном перемыве осадков, то есть фиксирует возраст размывающихся магматических и метаморфических пород. Апатит присутствует в магматических породах различного состава, и в последнее время возобновились попытки определения состава исходных пород по химическому составу апатитов [1, 5], хотя полученные результаты не вполне однозначны.

Рутил. По устойчивости в осадочных процессах рутил вполне сопоставим с цирконом. Наиболее широко он развит в породах «высоких» метаморфических фаций. Рутилы, образовавшиеся в метапелитах и метаморфизованных магматических породах основного состава, имеют разный химический состав. Кроме того, рутил является геотермометром, и комплексное изучение обломочных рутилов позволяет установить возраст, состав и фацию метаморфизма пород в источнике сноса, хотя возможность сохранения рутила при перемыве осадочных пород затрудняет интерпретацию полученных данных.

Важную дополнительную информацию дает Ar-Ar датирование слюд из обломочной фракции песчаников. Слюды неустойчивы к выветриванию, не сохраняются при дальнем переносе и перемыве осадков, и характеризуют только сравнительно близлежащие источники сноса.

Еще одним направлением, получившим широкое развитие в последнее десятилетие, стало датирование одних и тех же минералов U-Pb методом и методами низкотемпературной термохронологии, к числу которых относятся методы трекового и U-Th/He анализа. Методы низкотемпературной термохронологии наиболее широко применяются к циркону и апатиту, в которых они позволяют фиксировать возраст процессов, происходивших

при остывании соответствующих минералов в интервале температур от 250° до 60 °С. Обычно остывание в этом интервале связывается с выводом пород на поверхность в результате их движения по разрывным нарушениям, т.е. фиксирует время формирования складчато-надвиговых структур.

Комплексное применение различных методов для датирования разных минералов позволяет практически полностью восстановить возраст, состав и тектоническую эволюцию пород в источниках сноса обломочного материала, а также оценить дальность их расположения и пути транспортировки осадков. Этот тренд – комплексный подход к датированию и изучению минералов обломочной фракции песчаников, становится все более популярным; в качестве типичных примеров его применения можно назвать недавние публикации по Баренцеву морю [2] и восточным Гималаям [4].

В то же время, необходимо отметить, что получившие широкое развитие методы изотопного датирования никоим образом не отменяют методов классической геологии, таких как стратиграфическая и структурная привязка изучаемых образцов, фациальный анализ, замеры направления палеотечений и другие, позволяющие восстановить обстановки осадко-накопления и пути переноса обломочного материала. Применение современных технологий вместе с методами классической геологии позволит проводить корректные реконструкции.

Литература

1. *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. A.ID 103093. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103093
2. *Flowerdew M.J., Fleming E.J., Morton A.C. et al.* Assessing mineral fertility and bias in sedimentary provenance studies: examples from the Barents Shelf // *Geol. Soc. Spec. Pub.* 2019. V. 484. A.ID 11. DOI: 10.1144/SP484.11
3. *Gehrels G.* Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances / Eds A. Azor, C. Busby* Hoboken, NJ: Blackwell Publishing Ltd., 2012. P. 47–62.
4. *Najman Y., Mark C., Barfod D.N., et al.* Spatial and temporal trends in exhumation of the Eastern Himalaya and syntaxis as determined from a multitechnique detrital thermochronological study of the Bengal Fan // *GSA Bull.* 2019. V. 131. P. 1607–1622.
5. *O'Sullivan G., Chew D., Kenny G. et al.* The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. A.ID 103044. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.103044

6. Puetz C.J., Ganade C.E., Zimmermann U., Borchardt G. Statistical analyses of Global U-Pb Database 2017 // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. P. 121–145.

7. Spencer C.J., Kirkland C.L., Taylor R.J.M. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology // *GSF*. 2016. V. 7. P. 581–589.

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

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения мезозоя Западного Предкавказья

Присутствие в разрезе Западного Предкавказья вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований установлено в широком стратиграфическом диапазоне – от триасовых до меловых отложений включительно. На континентальных отложениях леушковской свиты нижнего инда залегает березанская серия [1], сложенная в нижней части разреза тонким переслаиванием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов позднеиндского – оленекского возраста. Перекрываются они горизонтом органогенно-обломочных известняков основания анизийского яруса, переходящих вверх по разрезу в переслаивание известковистых пород верхнеанизийского подъяруса (выселковская свита), глинистость которых к кровле возрастает. Накопление последних сопровождалось излиянием покровных базальтов, андезито-базальтов и образованием даек кварцевых диабазов. Вскрыты они на Граничной (скв. 14, 16, 24), Крыловской (скв. 41, 42), Бриньковской (скв. 1), Бейсугской (скв. 5), Челбасской (скв. 40), Иркиевской (скв. 2), Восточно-Крыловской (скв. 7) площадях и скв. 1 Выселковской опорной. Мощности магматических пород изменяются от 8 до 174 м.

В конце ладинского и в карнийском веке образовалась мощная толща осадочных и эффузивных пород, выделенных нами в крыловскую свиту. Наиболее полный ее разрез вскрыт под нижним мелом скважинами 35 Крыловской, 100 Староминской и 5 Тимашевской. В первых двух вулканические породы подстилаются мощной пачкой переслаивания песчаников и аргиллитов, а в последней – радиоляриевыми аргиллитами с линзами алевролитов. Залегающие выше вулканические породы содержат прослои

¹ Кубанский государственный университет (КубГУ), г. Краснодар, Россия

аргиллитов и песчаников. Суммарная мощность пластов вулканических пород составляет 217 (скв. 35), 482 (скв. 100) и 395 м (скв. 5), соответственно. Представлены они в основном дацитами, участками, переходящими в риолиты с флюидалной текстурой, риодациты и андезиты. Неполный разрез скв. 1 Лебяжьей в инт. 2650–2960 м сложен переслаивающимися дацитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников. Суммарная мощность пластов дацитов составляет 146 м.

Многие скважины углубились в крыловскую свиту лишь на несколько десятков метров. В них эффузивные породы представлены андезитами (скв. Брюховецкая 1, Дальняя 1 и др.), дацитами (скв. Каневская 10, Челбасская 2, Граничная 3, 12), риолитами (скв. Крыловская 51, Молодежная 1, 2, Восточно-Крыловская 4), риодацитами (скв. Граничная 2). Несколько обособленно расположены скв. 1 Новопластуновская и скв. 1 Суворовская, которые под нижним мелом и титоном вскрыли соответственно риолиты (более 287 м) и трахириодациты (более 825 м) неизвестного возраста. Они могут быть как карнийскими, так и юрскими. В скв. 40 Челбасской на андезитах мощностью 46 м залегает с размывом камышеватская свита ранненорийского возраста.

Среднеюрский вулканизм интенсивно проявился на юге Тимашевской ступени вблизи Новотитаровского глубинного разлома, ограничивающего с севера Западно-Кубанский прогиб. Вулканические породы вскрыты на Казачьей (скв. 1), Западно-Медведовской (скв. 3), Медведовской (скв. 1 и 2) и Мышастовской (скв. 2) площадях. В скв. 1 Медведовской они перекрыты нижним мелом, а в остальных — верхней юрой. Ни одна из скважин не добурена до подстилающих пород.

Наиболее полный разрез вулканогенных пород пройден скв. 2 Медведовской, мощность которого составляет 1130 м. Расчленен он нами на три части: нижнюю (210 м), сложенную субвулканическими гранодиорит-порфирами; среднюю (250 м) – покровными кварцевыми порфирами; верхнюю (670 м) – кристаллокластическими туфами кварцевого порфира. Все породы являются продуктами извержения одной магмы, имеют одинаковый минеральный состав, но различаются по структурам и условиям образования. По химическому составу породы соответствуют дацитам.

Аналогичные вулканические породы обнажаются в зоне Главного Кавказского хребта, в Туапсинском районе, где они слагают вершины гор Индюк, Семашхо, Два Брата и Лысая. Разрез их имеет такое же трехчленное строение, а породы идентичны по составу. Возраст их нижеааленский, как и на Тимашевской ступени.

Такие же по составу кристаллокластические туфы кварцевого порфира распространены на Северном Кавказе, где они обнажаются в Лабино-Малкинской зоне между реками Ходзь и Кубань и погружаются на север в Восточно-Кубанскую впадину, в которой вскрыты по периферии глу-

бокими скважинами. Залегают они среди отложений верхнего байоса. На Баракаевской площади пласты туфов имеют максимальные толщины до 2–3.5 м, разделенные аргиллитами с пирокластическим материалом. Суммарная мощность их составляет 14–16 м. В северном и восточном направлении мощности сокращаются. Источник поступления пирокластического материала не выявлен.

На Каневско-Березанском вале в районе Сердюковской площади триас погружен, и под нижним мелом сохранилась от размыва средняя юра, залегающая на верхнем тоаре. Представлена она нижним ааленом, перекрытым с размывом верхним байосом. В скв. 33 весь разрез от верхнего тоара до верхнего байоса сечется тонкими жилами гиалобазальта. Скв. 30 под нижним мелом углубилась на 5 м в риодациты, а в скв. 28 – в кварцевые порфиры верхнего байоса мощностью 27 м. Последние вскрыты в таких же условиях соседней скв. 35 Челбасской. В скв. 1 Сердюковской ниже верхнего тоара, в инт. 2865–2880 м залегают вулканические породы, неосвещенные керном, а в инт. 2899–2904 м среди аргиллитов встречена жила кварцевого гиалобазальта толщиной 10 см. Образование ее, видимо, связано с залегающим выше вулканическим телом. Примерно на таком же стратиграфическом уровне скв. 29 забоем вошла в кварцевые диабазы, а скв. 33 – в дациты. Эти данные дают основание полагать, что вулканические породы присутствуют в разрезе нижней и средней юры.

Скв. 1 Бакайская, расположенная западнее Граничной и южнее Крыловской площадей, вскрыла под нижним мелом аналогичный разрез верхнего тоара – нижнего аалена. В кровле последнего залегают гранодиорит-порфиры мощностью 21 м.

В Копанской синклинали на Мигутинской и Северо-Каневской площадях скважины вскрыли идентичный разрез нижней и средней юры, сложенный в нижней части песчаниками и аргиллитами с пластами вулканических пород, в средней – аргиллитами верхнего тоара, перекрытыми пачкой переслаивания вулканомиктовых пород и аргиллитов раннеааленского (?) возраста. Наиболее интенсивно проявился вулканизм на Мигутинской площади, где в кровле нижней части разреза трех скважин, по каротажным данным, присутствуют пласты вулканических пород мощностью 13–21 м. В 80 м ниже (скв. 1) залегают базальты толщиной 42 м, а в 28 м (скв. 2) – этот же пласт разделен на две части переслаивающимися аргиллитами и алевролитами. В скв. 2 (инт. 2700–2705 м) андезиты секутся тонкими прожилками базальта, а в забое (2800 м) – жила андезита сечет глинистые отложения. В скв. 3 (инт. 2844–2865 м) залегают, согласно данным стандартного каротажа, вулканические породы. Отобранный под ними керн представлен андезитами и дацитами. В скв. 1 Северо-Каневской среди аргиллитов верхнего тоара присутствует пласт андезито-базальтов мощностью 35 м.

Разрез нижнего аалена (?) имеет мощность 102–289 м. Толщина вулканомиктовых пород изменяется от 4–6 до 26–39 м. Представлены они преимущественно псефитовыми, очень редко псаммитовыми образованиями. Обломочный материал псефитов состоит в основном из базальтов, в меньшем количестве из андезитов, дацитов и диабазов. Размер обломков изменяется от 5–15 до 30 мм. Обломки неотсортированные, чаще угловатые, реже угловато-окатанные, крупные окатанные, подвергшиеся выветриванию. Цементом служит микрофельзит, нередко с микролитами плагиоклаза, участками хлоритизированный и ожелезненный. Редко встречается известковистый цемент и обломки осадочных пород. Псаммитовые вулканомикты сложены обломками вулканического стекла, плагиоклазом и кварцем. Образовались вулканомиктовые породы при разрушении более ранних вулканических построек, обнажавшихся в виде островов в зоне накопления пелитового материала.

Нижнемеловой вулканизм проявился в юго-восточной части Западного Предкавказья, где он приурочен к зоне сочленения юго-западного склона палеозойского Алексеевского мегавала, частью которого является Армави́ро-Невинномысский вал, и мезозойской Восточно-Кубанской впадины, граничащих по Невинномысскому глубинному разлому. Продукты вулканизма вскрыты многочисленными скважинами южнее Армави́ра на Бескорбненской, Восточно-Лабинской, Восточно-Хлебодаровской, Южно-Советской, Трехсельской, Советской, Александровской, Армавирской, Успенской и других площадях. Второй район их распространения находится в 33–50 км к северо-западу от г. Армави́ра, где присутствие их установлено на Южно-Соколовской и Николенской площадях.

Вулканические породы приурочены к средней части самурской свиты аптского возраста. Свита залегает трансгрессивно на разновозрастных отложениях: от титон-келловейских в пределах Восточно-Кубанской впадины до нижнеюрских и палеозойских метаморфических сланцев на Армави́ро-Невинномысском вале. В этом же направлении перекрывается она осадками альба – палеоцена.

По условиям образования вулканогенные породы представлены излившимися лавами (покровами, потоками, лавовыми брекчиями) и продуктами эксплозивной деятельности (туфобрекчиями, лито- и кристаллокластическими туфами и туффитами), а по составу являются продуктами базальтовой магмы. Комбинация этих пород изменяется как по разрезу, так и по площади. Мощности их изменяются от 0 до 150–180 м, максимальная установлена в скв. 1 Трехсельской, где она составляет более 300 м. Вероятно, здесь был расположен вулкан центрального типа.

Химический состав покровов и лавобрекчий свидетельствует о принадлежности их к субщелочным и щелочным базальтам (трахибазальтам) и тешенитам.

Скв. 19 Бесскорбненская и скв. 1, 2, 3 Кочергинские среди отложений оксфорда – кимериджа и средней юры встретили идентичные тешениты, которые, по нашему мнению, приурочены к разрывным нарушениям, по которым поднималась к поверхности щелочная базальтовая магма.

Таким образом, составы вулканических пород триаса, нижней и средней юры аналогичны. Они образуют ассоциацию базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, характерную для орогенного этапа развития. Нижнемеловой вулканизм проявился в платформенных условиях и, очевидно, связан с Невинномысским глубинным разломом и оперяющими его разрывными нарушениями, которые служили путями проникновения щелочной базальтовой магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 р_а.

Литература

1. Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н. Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Мат. ЛП Тектонического сообщения. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 395–399.

**Е.В. Щепетова¹, М.А. Рогов¹, О.В. Зеркаль²,
Е.Н. Самарин², И.Е. Гвоздева², В.Л. Косоруков²**

Клиноптилолит в верхнеюрских отложениях Русской плиты: «камуфлированная пирокластика» или индикатор продуктивности биогенного кремнезема?

В 1970-е гг. появились данные о широком распространении минералов группы цеолитов в осадочных образованиях континентов и океанов и была выяснена их преимущественно аутигенная природа. А.Г. Коссовской и ее коллегами – сотрудниками лаборатории геоминералогии ГИН АН СССР минералы этой группы были всесторонне исследованы, выявлена их связь с определенными типами кластогенных компонентов и физико-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

химическими условиями разных стадий постседиментационного преобразования осадочных толщ [1]. Эти аспекты в основном рассматривались с точки зрения взаимодействия осадочных и вулканических процессов, обстановок совместного преобразования их типичных продуктов, о чем было известно тогда еще очень мало. В эти исследования были вовлечены также и кремнисто-карбонатные толщи верхнего мела – палеогена Русской плиты (РП) [2], в которых процессы аутигенного минералообразования интенсивно протекали на ранних стадиях диагенеза осадков, благодаря медленным скоростям седиментации, высокому содержанию биогенных компонентов и специфическим геохимическим обстановкам, возникающим при их трансформации.

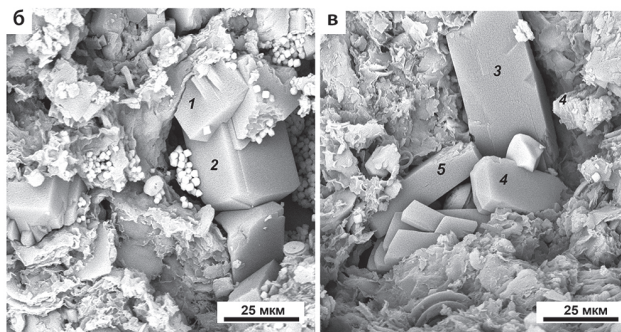
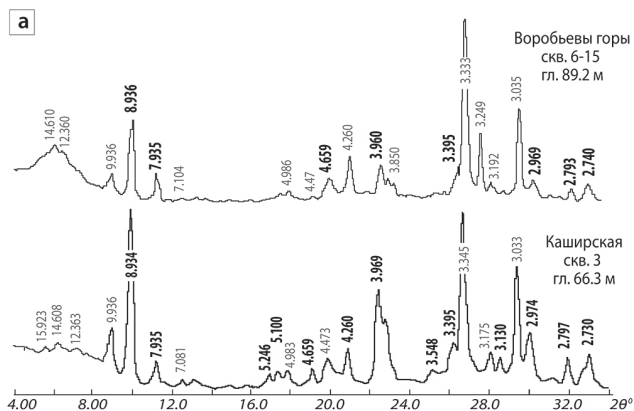
Верхнеюрские отложения РП также являются весьма представительными в этом отношении. На отдельных стратиграфических интервалах в них наблюдается умеренная до интенсивной цеолитизация, развитая в виде импрегнации глинистых пород очень мелкими идиоморфными кристалликами клиноптилолита–гейландита и выполнения мелких пор и пустот их друзовидными агрегатами. Подобная цеолитизация не образует скоплений в виде отчетливо ограниченных прослоек в породе, а является рассеянной, охватывая протяженные стратиграфические интервалы: свиты (например, верхнеоксфордская коломенская свита Москвы и Подмосковья, мощностью 5–10 м) или их значительные части (верхняя половина средневожской толщи горючих сланцев, мощностью от 2–2.5 до 20–25 м в Среднем и Нижнем Поволжье). Обломки пепловых частиц вулканического стекла в этих породах, обогащенных клиноптилолитом, нами не были обнаружены ни при петрографических наблюдениях, ни при больших увеличениях в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Вместе с тем, в них постоянно присутствуют остатки организмов с кремневым скелетом (радиолярий, кремневых губок), который в настоящее время частично или полностью замещен аутигенными минералами (кальцитом, глауконитом, халцедоном, пиритом). Подобная клиноптилолитизация, по нашему мнению, не может быть однозначно отнесена к «камуфлированной пирокластике» А.Г. Коссовской [1] и требует специального изучения для проверки другой гипотезы – о ее связи с растворением биогенных кремневых остатков [6, 7, 10 и др.]. В последние годы подобная связь неоднократно рассматривалась для верхнемеловых и палеоген-неогеновых осадочных толщ [8, 9 и мн. др.], однако в юрских породах явления клиноптилолитизации менее масштабны и редко обсуждаются.

Коломенская свита (верхний оксфорд) была изучена в скважинах, пробуренных на территории г. Москвы; она выделяется на фоне вмещающих темных глинистых пород по более светлой окраске (12–18% CaCO_3) и отчетливой биотурбационной («фукоидной») структуре, подчеркнутой скоплениями темной глины и пятнами глауконитизации. В шлифах на-

блюдается пелитово-алевритовая структура. Терригенные обломки представлены в основном кварцем, светло-зелеными и бесцветными слюдами; в резко подчиненном количестве присутствуют микроклин и альбит; среди аксессуарных минералов преобладают метаморфические (турмалин, кианит, ставролит, гранаты), присутствуют цирконы разной сохранности, габитуса и окраски. В глинистом матриксе обильны остатки известкового наннопланктона и мелкие фрагменты раковин бентосных моллюсков; встречаются измененные раковинки радиолярий и обломки спикул кремневых губок, выполненные слабоокристаллизованным халцедоном. Довольно значительное (до 10% объема породы) количество остатков радиолярий [4] присутствует в вышележащих глинах макарьевской свиты верхнего оксфорда – нижнего кимериджа. Клиноптилолит заполняет мелкие поры, а также округлые (диам. до 0.5 см) или удлиненные (1–2 см) пустоты в породе, вероятно, связанные с биотурбацией; выполняет полости мелких раковин моллюсков. Диагностика клиноптилолита подтверждена рентгеноструктурными данными: в порошковых препаратах (фр. 0.002–0.005 мм) получена практически полная серия *hkl*-отражений (рис. 1а). При наблюдениях в СЭМ видно (см. рис. 1б, в), что идиоморфные кристаллики клиноптилолита не имеют следов растворения или коррозии; пепловые частицы, скопления аутигенных смектитов и леписферы кремнезема в тесной ассоциации с клиноптилолитом, и в исследованных породах в целом, не наблюдались. В клиноптилолите: Si/Al – 4.74–5.55, основные катионы – Ca и K; присутствуют Na, Mg, и Ba (см. рис. 1б, в и табл.), что полностью соответствует особенностям кристаллохимической структуры клиноптилолита [11, 12].

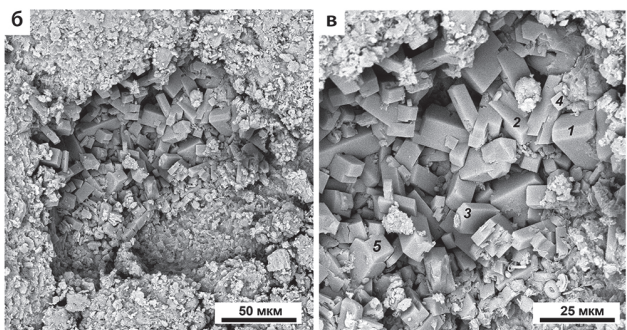
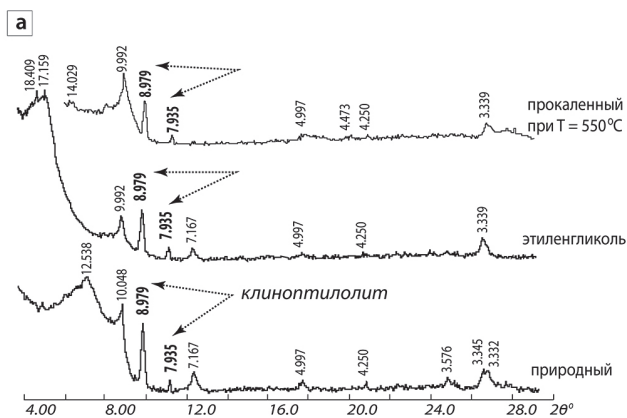
В средневожской сланцевой толще (Среднее Поволжье) клиноптилолит встречается в верхней половине, где присутствует и в горючих сланцах, и во вмещающих алевритово-глинистых породах. Впервые его присутствие было установлено Н.В. Ренгартен [5]. Кристаллики клиноптилолита очень мелкие и с трудом устанавливаются при петрографических наблюдениях, на постоянное присутствие клиноптилолита указывают интенсивные диагностические рефлексы 8.9 и 7.9 Å на дифрактограммах ориентированных препаратов глинистой фракции (<0.002 мм). При петрографических наблюдениях в глинистых породах устанавливаются глауконитовые глобулы и фосфатные конкреции с реликтами радиолярий, контуры которых подчеркнуты тонкодисперсным пиритом.

Более мощные разрезы (50–90 м) средневожской сланценосной толщи вскрываются скважинами в Самарско-Саратовском Заволжье; присутствие клиноптилолита здесь ранее было установлено и предполагалась его связь с «камуфлированной пирокластикой» [3]. Нами клиноптилолит был выявлен рентгено-дифрактометрическими методами (рис. 2а) и при петрографических наблюдениях: друзовидные агрегаты очень мелких



Element	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%
Na	-	-	-	-	0.45	0.40	-	-	0.89	0.75
Mg	0.43	0.37	1.59	1.38	-	-	-	-	-	-
Al	6.70	5.10	8.94	6.99	7.22	5.50	7.19	5.56	6.95	5.29
Si	37.21	27.22	30.13	22.62	36.80	26.94	35.52	26.41	36.97	27.04
K	3.15	1.65	2.69	1.45	3.57	1.88	3.86	2.06	2.50	1.31
Ca	2.32	1.19	3.23	1.70	1.96	1.00	3.30	1.72	2.03	1.04
Ba	-	-	-	-	-	-	1.05	0.16	0.42	0.06
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O	50.20	64.47	48.21	63.54	50.01	64.28	49.09	64.08	49.05	64.28
Totals	100.00		94.79	(примесь пирита)	100.00		100.00		100.00	

Рис. 1. Клиноптилолит верхнеоксфордской коломенской свиты г. Москвы: а – типичные дифрактограммы порошковых препаратов глинистой фракции (0.002–0.005 мм); б, в – друзовидные скопления таблитчатых кристаллов (светлые мелкие кубооктаэдры – пирит). Цифрами отмечены точки, в которых анализировался элементный состав (таблица)



Element	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%	Wt%	At%
	1		2		3		4		5	
Na	2.39	2.14	2.21	1.97	3.48	3.12	3.18	2.14	1.31	1.20
Mg	-	-	-	-	0.73	0.62	-	-	-	-
Al	7.10	5.41	7.47	5.67	6.99	5.35	7.40	5.56	7.22	5.61
Si	35.83	26.23	36.00	26.27	35.19	25.87	37.09	26.74	35.65	26.61
K	0.93	0.49	1.04	0.54	0.64	0.34	0.55	0.28	0.97	0.52
Ca	3.41	1.75	2.33	1.19	1.40	0.72	1.23	0.62	1.97	1.03
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	1.91	0.29
Sr	0.68	0.16	0.75	0.18	2.44	0.58	-	-	1.92	0.46
O	49.65	63.81	49.90	63.92	49.13	63.41	50.55	63.99	49.05	64.28
Totals	100.00		100.00		100.00		100.00		100.00	

Рис. 2. Клиноптилолит средневожской толщи горячих сланцев ам. зоны Panderi (Саратовское Заволжье, скв. 559 Перелубская): а – типичные дифрактограммы ориентированных препаратов глинистой фракции (<0.002 мм); б, в – друзовидные скопления таблитчатых кристалликов в полостях растворения раковин радиоларий. Цифрами отмечены точки, в которых анализировался элементный состав (таблица)

кристалликов (0.002–0.01 мм) обычно выполняют мелкие округлые или конические поры, по морфологии и размерности напоминающие реликты радиолярий. На соседних уровнях в глинистых отложениях присутствуют глауконитизированные и пиритизированные остатки радиолярий, практически не сохранившие кремневого вещества. В клиноптилолите Si/Al 4.37–5.74, основные катионы – Ca и Na, K; иногда присутствуют Mg, Sr и Ba (см. рис. 2б, в и табл.); содержание Na несколько превышает стандартное [12], что может быть связано с катионообменными реакциями.

Поскольку аутигенная природа клиноптилолита в исследованных верхнеюрских породах не вызывает сомнений, а кремний является основным элементом в его составе ($\text{Si/Al} > 4$), то в первую очередь возникает вопрос о реакционноспособном источнике кремнезема. В 1970–1980-е гг., когда было установлено широкое распространение цеолитов филлипсита и клиноптилолита в океанических осадках, многие исследователи отмечали, что последний часто не показывает тесной связи с вулканическими продуктами и существуют другие механизмы его образования. Были получены многочисленные свидетельства совместного нахождения аутигенного клиноптилолита с остатками кремневых организмов в осадочных толщах континентов и океанов, при отсутствии в них вулканических продуктов [6, 7, 10 и др.].

В экспериментальных работах было показано, что растворение опала отмерших кремневых организмов, в т.ч. губок и радиолярий, при контакте с морской водой, недосыщенной Si, происходит очень быстро и наиболее эффективно в случае медленных скоростей седиментации и при относительно небольших концентрациях биогенного кремнезема в осадках. При изменениях Eh–pH иловых вод, вызванных разложением органического вещества, интенсивность растворения многократно возрастает. В связи с этим реакционная способность биогенного опала-А многими исследователями оценивается такой же высокой, как у кислых вулканических стекол.

Достоверные данные об эруптивной вулканической деятельности в позднем оксфорде и в начале-середине волжского века на территориях, прилегающих к Русской платформе, в настоящее время практически отсутствуют. Ассоциация аксессуарных минералов в исследованных отложениях зрелая и в основном представлена метаморфическими минералами. Таким образом, можно предположить, что именно биогенный опал являлся источником Si для верхнеюрских клиноптилолитов. Неограниченные запасы Ca в верхнеюрских осадках были сосредоточены в биогенном кальците известковых раковин, микроавернозная, подвергшаяся частичному растворению поверхность которых хорошо видна в СЭМ. Источниками K, Na и Mg могли быть морская вода и нестойкие обломочные силикаты (полевые шпаты, глинистые минералы), последние могли

поставлять Al для формирования клиноптилолита. Хотя алюминий и не является высокорреакционноспособным элементом, его необходимое количество и условия вхождения в кристаллохимическую структуру аутигенных алюмосиликатов на ранних стадиях диагенеза верхнеюрских осадков, по-видимому, часто достигались, судя по частому проявлению в них раннедиагенетической глауконитизации. Возможно, Al извлекался также и из терригенной субколлоидной Fe-Al окси-гидроксидной взвеси, а ее поступление в морской палеобассейн обеспечивалось климатическими условиями выветривания на РП, которые были близки к субтропическим в течение рассматриваемых временных интервалов поздней юры.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0073; полевые исследования – при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-01070).

Литература

1. *Коссовская А.Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 23–44.
2. *Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 218 с.
3. *Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. и др.* Разрез верхнеюрских сланцевосных отложений волжского бассейна (зона *Dorsoplinites panderi*). Саратов: Научная книга, 2004. 110 с. (Тр. НИИГеО СГУ им. Н.Г.Чернышевского. Нов. сер. Т. XVII)
4. *Олферьев А.Г.* Стратиграфические подразделения юрских отложений Подмосковья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 4. С. 32–55.
5. *Рентгартен Н.В., Кузнецова К.И.* Пирокластический материал в позднеюрских осадках Русской платформы // Докл. АН СССР. 1967. Т. 173. № 6. С. 1422–1425.
6. *Berger W.H., Von Rad U.* Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. Init. Rep. DSDP. 1972. V. 14. P. 787–954.
7. *Brown G., Catt J.A., Weir A.H.* Zeolites of the clinoptilolite-heulandite type in sediments of south-east England // Mineral. Mag. 1969. V. 37. № 288. P. 480–488.
8. *Huggett J., Gale A., Wray D.* Diagenetic clinoptilolite and opal-CT from the middle Eocene Wittering Formation, Isle of Wight, U.K. // J. Sed. Res. 2005. V. 75(4). P. 585–595.
9. *Jurkowska A., Barski M., Worobiec E.* The relation of a coastal environment to early diagenetic clinoptilolite (zeolite) formation – New data from the Late Cretaceous European Basin // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2019. V. 524. P. 166–182.
10. *Nathan Y., Flexer A.* Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy // Sedimentology. 1977. V. 24. P. 845–855.

11. Natural Zeolites: occurrence, properties, application / Eds. D.L. Bish, D.W. Ming // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2001. V. 45. P. 207–216.

12. *Snellings R., Elsen J., Gualtieri A.* The Rietveld structure refinement of an exceptionally pure sample of clinoptilolite from Ecuador and its Na, K-, and Ca-exchanged forms // *Z. Kristallogr. Suppl.* 2009. V. 30 P. 395–400.

Е.В. Яковишина¹, С.И. Бордунов^{1,1}, Г.К. Назаров^{1,2}

Флюидоупорные характеристики глинистых толщ нижнего мела Западного Кавказа

В разрезе нижнего мела Западного Кавказа существенно преобладают глинистые отложения. Исследуемая территория относится к структурно-фациальной Абино-Гунайской подзоне зоны Западного Кавказа [1]. На поверхность выходят породы от верхнеюрского до четвертичного возраста. Объектом исследований были глинистые отложения нижнего мела, включающие свиты чепси, шишанскую, афипскую, убинскую и шапсухо. Свита чепси ($K_1\check{c}p$) представлена темно-серыми, зеленовато-серыми глинами с прослоями (0.01–0.03 м) сидеритов. Максимальная мощность до 850 м. Возраст валанжин-ранний готерив. Шишанская свита ($K_1\check{s}\check{s}$) представлена темно-серыми, черными глинами с редкими прослоями более светлых алевролитов и тонко-мелкозернистых песчаников толщиной от 0.5–3 до 10 см, линзовидными прослоями (1–3 см) и конкрециями сидеритов. В верхней части разреза наблюдаются текстуры кон-ин-кон. Мощность 500–900 м. Возраст поздний готерив. Афипская свита (K_1af) отличается более глинистым составом. Она представлена глинами темно-серыми, зеленовато-серыми с темно-фиолетовыми марганцовистыми призмами, слабо или сильно алевролитистыми, с редкими прослоями алевролитов (1–10 см), конкрециями сидеритов, иногда с текстурами кон-ин-кон. Мощность 250–750 м. Возраст баррем-ранний апт. Убинская свита (K_1ub) представлена глинами с конкрециями и прослоями сидерита, текстурами кон-ин-кон, редкими прослоями и пачками переслаивания с алевролитами, песчаниками (от 1 до 10 см). Мощность свиты до 750 м. Возраст ранний апт. Свита шапсухо ($K_1\check{s}p$) – глины серые, темно-серые до черных, полосчатые, пластичные, с прослоями (2–5 мм) зеленовато-серых алевролитов,

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

есть прослойки сидеритов до 2 см. Мощность отложений более 150 м. Возраст средний – поздний апт.

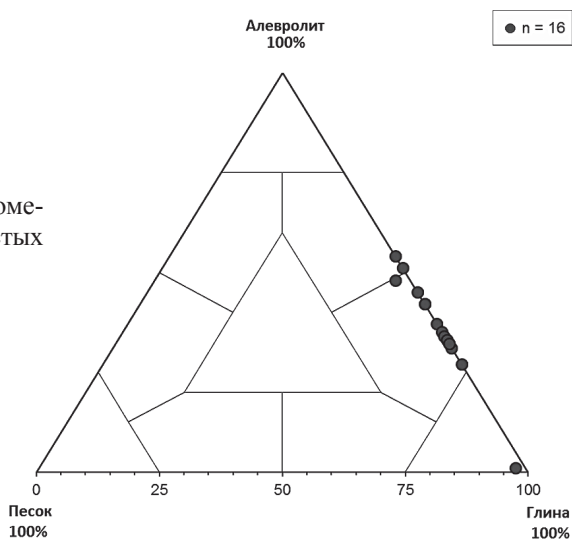
Основными факторами, определяющими флюидоупорные характеристики глин, являются фациальные условия накопления, структурные характеристики глинистых пород и минералогический состав глин [2].

По фаціальным условиям глины можно подразделить на три крупные группы: глины глубоководного шельфа, глины шельфа средних глубин и глины мелкого шельфа и прибрежного мелководья. Самые низкие экранирующие свойства имеют глины, образовавшиеся на мелком шельфе и прибрежном мелководье, а наиболее высокими – сформировавшиеся в обстановках глубоководного шельфа [4].

Структурный фактор определяет степень дисперсности глин. Чем выше дисперсность и однородность глинистой толщи, тем в большем интервале глубин она сохраняет свои наилучшие экранирующие свойства. По данным исследования фракционного состава глинистых пород, выполненных на лазерном анализаторе размера частиц Analisette 22 MicroTec plus, образцы глинистых пород (16 проб) представлены тонкоотмученными глинами, в которых содержание суммы песчаной и крупноалевритовой фракций (0.05–2 мм) не превышает 8% (рис. 1). Коэффициент дисперсности глин изменяется от 0.85 до 97, что свидетельствует о высоких флюидоупорных свойствах глин и способности их надежно экранировать залежи жидких и газообразных углеводородов.

Минералогический состав глинистых покрышек, который обуславливает различную пластичность глин, является одним из главных факторов,

Рис. 1. Результаты гранулометрического анализа глинистых пород



определяющих их герметизирующие свойства. По уменьшению пластичности мономинеральные глины располагаются в следующий ряд: смектитовые, смешанослойные (иллит-смектитовые), иллитовые, хлоритовые, каолининовые [3]. Среди глинистых пластов, экранирующих коллектора месторождений УВ, преобладают, глины полиминерального состава, для которых экранирующие свойства определяются соотношением различных глинистых минералов.

Так как глинистые минералы (ГМ) обладают различными физико-химическими свойствами, то использовался коэффициент соотношения глинистых минералов Кдгм, являющийся отношением суммарного содержания иллитов, смектитов и смешанослойных минералов к суммарному содержанию всех глинистых минералов в породе. Коэффициент показывает, какая группа глинистых минералов преобладает в породе; так, группа хлорита и каолиниты обладают низкими изолирующими свойствами, а группа иллитов, смектитов и смешанослойных минералов обладает высокими изолирующими свойствами. Следовательно, чем выше коэффициент соотношения глинистых минералов, тем глинистая порода будет являться лучшим флюидоупором.

По результатам детального исследования ориентированных препаратов выявлено присутствие следующих глинистых минералов: каолинита, хлорита, иллитов (истинных слюдов и слюдов с дефицитом межслоевых катионов – гидрослюд, смешанослойных минералов (ССМ) и смектитов. Соотношение суммы разбухающих минералов (смектиты+ССМ) показано на (рис. 2).

Для изучения минерального состава глинистых образцов был использован метод рентгеновской дифракции. Рентгенодифракционный анализ порошковых препаратов проводился при помощи рентгеновского дифрактометра ULTIMA-IV Rigaku. Основываясь на результатах рентгенофазового анализа образцов глинистых пород, можно оценить их экранирующие характеристики. По данным рентгенодифракционного анализа

■ Хлорит ■ Смектит + ССМ (1) ■ Иллит + ССМ (2) ■ Каолинит

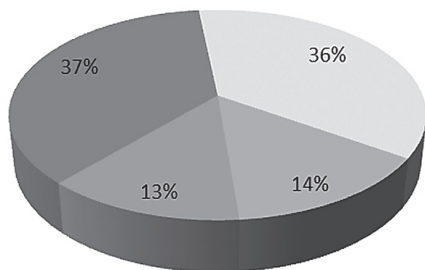


Рис. 2. Соотношение глинистых минералов в исследованных породах (из расчета на 100% их общего содержания)

(10 образцов), коэффициент глинистости (Кгл) в образцах глинистых пород, отобранных в естественных обнажениях, составляет 0.52–0.62%, что определяет их как глинистые породы с примесью алевритового материала, представленного кристаллокластами кварца, плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Содержание ГМ в количестве более 50%, при отсутствии или незначительном количестве песчаной фракции (менее 5%), свидетельствует о высокой однородности глин. По-видимому, формирование этих глинистых пород происходило в условиях удаленного шельфа в периоды максимальной трансгрессии раннемелового бассейна.

Соотношение различных ГМ в исследованных образцах глинистых пород также подтверждает этот вывод. В составе ГМ преобладают наиболее дисперсные: смектиты, смешанослойные иллит-смектиты и, собственно, иллиты. Коэффициент набухаемости (Кн) глин изменяется от 0.45 до 0.76, а коэффициент дисперсности (Кдгм) крайне высок – от 0.65 до 0.81. Все минералы группы смектита относятся к разбухающим фазам, также, разбухающими являются смешанослойные минералы ряда иллит–смектит. При этом в меньшей степени разбухают иллит-смектиты с преобладанием иллитовых межслоев и в большей степени – с преобладанием смектитовых межслоев.

Таким образом, по данным рентгенодифракционного анализа, глины нижнего мела характеризуются как породы с высокими экранирующими свойствами, способными обеспечить сохранность не только залежей нефти, но также и газообразных УВ. Наименее хорошими экранирующими свойствами обладают глины афипской свиты, т.к. в их состав входят каолинит и хлорит в небольших количествах, что ухудшает их экранирующие способности и косвенно указывает на более мелководный характер осадконакопления.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 19-05-00361, 18-05-00495, 18-05-00503.

Литература

1. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Изд. второе, Серия Кавказская, Лист L-37-XXVII, 2004.
2. Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. М.: Наука, 2001. 238 с.
3. Прозорович Г.Э. Покрышки залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 120 с. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 49)
4. Семенов Е.О. Оценка экранирующей способности глинистых пород и критерии их герметичности при создании газохранилищ в водоносных пластах // Газовая промышленность. 2012. S (684). С. 19–23.

Содержание

Введение	3
<i>Белошей В.Э., Тучкова М.И., Зуева О.А.</i> Особенности состава карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных комплексов каменноугольного возраста Чукотского террейна	5
<i>Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А.</i> Новые данные по изотопно-геохимическому составу карбонатных цементов в терригенных нефтегазоносных отложениях Западной Сибири	10
<i>Ватрушкина Е.В.</i> Особенности методики изучения терригенных пород в складчатых областях на примере верхнеюрско-нижнемеловых отложений Западной Чукотки	14
<i>Вишневская В.С.</i> Парагенез радиоляритов и кальцисферовых известняков (верхняя юра – нижний мел)	17
<i>Вторушина Э.А., Вторушин М.Н., Мотошин Е.М.</i> Применение пиролитического анализа для оценки нефтегенерационных свойств отложений баженовской свиты на территории Широкого Приобья	22
<i>Гаврилов Ю.О.</i> Факторы, влиявшие на формирование геохимического облика юрского терригенного комплекса Большого Кавказа	27
<i>Гептнер А.Р., Горькова Н.В., Коновалов Ю.И., Курносков В.Б., Михеев В.В.</i> Вторичная калиевая минерализация в базальтах силлов, внедрившихся в глубоководные осадки Калифорнийского залива	32
<i>Голованова О.В.</i> К вопросу о формировании кремнистых глин абазинской свиты (Центральное Предкавказье, разрез р. Хеу)	37
<i>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.</i> Состав и строение нижнепермских комплексов Южного Урала и Приуралья	40
<i>Гражданкин Д.В., Рогов В.И.</i> История развития верхневендского моря северо-востока Сибирской платформы	45
<i>Гущина М.Ю., Моисеев А.В., Тучкова М.И.</i> Сравнительный анализ туфопесчаников алганской и перекатнинской свит (Усть-Бельские горы, Корякское нагорье)	49

<i>Данукалов Н.К., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е.</i> Особенности состава, строения и обоснование возраста позднедокембрийских вулканогенно-осадочных серий Карсакпайского синклинория (Южная часть Улутауского массива, Центральный Казахстан)	53
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Багаева А.А., Толмачева Т.Ю.</i> Особенности седиментации в зоне перехода от карбонатной платформы к бассейну на Таймырской пассивной окраине Сибири в раннем палеозое	57
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Седиментологические и литологические предпосылки формирования скоплений криогенных гидратов природного газа в Арктическом регионе.....	61
<i>Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Петров Е.О., Худoley А.К.</i> Реконструкция состава, строения и тектонических событий северо-восточной части Баренцева моря на основе детального изучения галек из нижнеюрских конгломератов архипелага Земля Франца Иосифа	64
<i>Журавлева Л.М.</i> Рифообразование в перми и массовое вымирание на границе пермь–триас	67
<i>Зуева О.А., Постникова О.В.</i> Влияние вторичных процессов на петрофизические характеристики отложений мошаконской свиты Приангарья	71
<i>Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Звягина Б.Б.</i> О классификациях слоистых силикатов глауконит-иллитового ряда из отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия (Северная и Восточная Сибирь, Южный Урал, полуостров Средний, Подольское Приднестровье).....	74
<i>Изьюров А.Д.</i> Генетические типы пустотного пространства боханского и парфеновского горизонтов вендских терригенных отложений Ангаро-Ленской ступени Сибирской платформы	78
<i>Изьюрова Е.С.</i> Особенности проявления эпигенетических процессов в терригенных продуктивных отложениях венда восточного склона Непско-Ботубинской антеклизы (Сибирская платформа)	80
<i>Кердинская С.Н.</i> Фильтрационно-ёмкостные свойства пермь-триасовых отложений Хастахской и Чарчыкской скважин Лено-Анабарского прогиба.....	82
<i>Китаева И.А., Постникова О.В.</i> Стадиальный анализ вторичных преобразований карбонатных отложений осинского горизонта	84

<i>Козионов А.Е.</i> Вторичные процессы аладьинской свиты рифея в пределах зоны анагрских складок.....	87
<i>Кондрашова Н.И., Медведев П.В.</i> Реконструкция условий осадконакопления палеопротерозойских строматолитовых доломитов по геохимическим данным	90
<i>Коробов А.Д., Коробова Л.А., Рахторин А.Н.</i> О некоторых специфических чертах глубинного эпигенеза в условиях рифтогенного осадочного бассейна	92
<i>Костылева В.В., Александрова Г.Н., Щепетова Е.В.</i> Условия формирования и минеральные парагенезы верхнемеловых и палеогеновых угленосных отложений о. Новая Сибирь (Новосибирские острова).....	96
<i>Котова Л.Н., Подковыров В.Н.</i> Литохимический состав базальных отложений Московской синеклизы	100
<i>Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Марусин В.В.</i> С-изотопная хемостратиграфия чернореченской свиты докембрия Игарского поднятия, северо-запад Сибирской платформы.....	103
<i>Крупская В.В., Закусин С.В., Доржиева О.В., Морозов И.А., Тюпина Е.А.</i> Исследования глинистых минералов для решения фундаментальных и прикладных задач.....	107
<i>Кузнецов А.С., Зуева О.А.</i> Генезис, свойства и структура пустотного пространства кремнистых продуктивных отложений берёзовской свиты в пределах Медвежьего мегавала	111
<i>Кузнецов В.Г.</i> Изменение состава карбонатных и кремнистых пород в геологическом разрезе, как отражение эволюции геохимических условий в геологической истории	114
<i>Кузнецов Н.Б., Шацлло А.В., Романюк Т.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Московский Д.В.</i> Первичные источники циркона в обломочных породах неопротерозойских и нижнепалеозойских толщ Восточно-Ангарской зоны (север Енисейского кряжа).....	118
<i>Кулагина Н.К., Лошкарева В.А.</i> Цианобактериальные доломиты и магнезиты в высокощелочных бассейнах раннего венда Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз	123
<i>Латышева И.В., Шацлло А.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В.</i> Условия образования типи-структур в постгляциальных венчающих карбонатах кумах-ухахской свиты (неопротерозой западного склона Алданского щита)	125
<i>Леонов М.Г.</i> Хаотические комплексы пород (микститы): типизация, значение для геодинамических построений и новые разновидности	128

<i>Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Бродникова Е.А., Летникова А.Ф., Прошенкин А.И.</i> Грубообломочные породы в позднедокембрийских – раннепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных сериях юга Сибирской платформы и отдельных блоков Центрально- Азиатского складчатого пояса как индикаторы локальных и глобальных тектонических и климатических событий.....	132
<i>Маленкина С.Ю.</i> Процессы органоминерализации в юрских микробиальных постройках Европейской России.....	137
<i>Малиновский А.И.</i> Вещественный состав терригенных пород Лаоелин-Гродековского террейна (Южное Приморье) и его геодинамическая интерпретация	141
<i>Маслов А.В.</i> Геохимические особенности красноцветных и обычно окрашенных глинистых пород, а также вулканических туфов в разрезах венда Среднего Урала: черты сходства и различия	146
<i>Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Юшин К.И.</i> Возраст и условия формирования виленгской свиты Ветреного пояса (Юго-Восток Фенноскандинавского щита)	150
<i>Милаш А.В.</i> Глинистые минералы и их распределение по площади и разрезу в живетских и нижефранских образованиях присводовой части Воронежской антеклизы	154
<i>Можеровский А.В.</i> Особенности трансформации слоистых силикатов в мезозойско-кайнозойских отложениях северо-восточной части зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.....	158
<i>Моисеев А.В.</i> Строение и состав мезозойских кремнистых пород северной части Алганского террейна (Корякское нагорье)	161
<i>Молчанов В.П., Андросов Д.В.</i> Природа карбонатных пород Цзямусы-Ханкайской графитоносной провинции.....	165
<i>Московский Д.В., Романюк Т.В., Никишин А.М., Кузнецов Н.Б., Страшко А.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.</i> Ченкская толща таврической серии Горного Крыма: первые результаты U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона из песчаников	169
<i>Палечек Т.Н.</i> Об условиях осадконакопления и датировании вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений Северо-Востока России.....	173
<i>Парада С.Г.</i> Кремнистые субмаринные эксгальции как возможный источник рудообразующих элементов в золотоносных углеродисто-терригенных комплексах	176

<i>Плюснин А.В.</i> Строение сульфатно-карбонатно-терригенной формации вендского палеобассейна Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы по результатам изучения керна скважин	180
<i>Покалюк В.В.</i> Слабоактивные магнитные аномалии в гнейсовых толщах верхов палеопротерозоя Украинского щита в аспекте древних метаморфизованных литоральных россыпей.....	184
<i>Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.</i> Литогенез и коллекторские свойства палеозойских отложений западных районов Скифской и Туранской плит	188
<i>Рогов В.И., Карлова Г.А.</i> Верхневендская карбонатная платформа Оленекского поднятия (на примере туркутской свиты хорбусуонской серии).....	193
<i>Романюк Т.В., Московский Д.В., Никишин А.М., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.</i> Флишевые толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма: результаты U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона	197
<i>Рябинкин С.В.</i> О некоторых неточностях при составлении уравнений материального баланса при оценке генерации флюидов.....	201
<i>Рязанов К.П.</i> Новые данные о железо-марганцевом оруденении в верхнеордовикских отложениях Пай-Хоя.....	204
<i>Садчикова Т.А., Друщиц В.А.</i> Условия формирования толщи верхнемеловых отложений разреза Деревянные Горы (о. Новая Сибирь)	209
<i>Садчикова Т.А., Стукалова И.Е., Чепалыга А.Л., Адаева Д.О.</i> История формирования угленосных отложений черноморской плейстоценовой террасы Судака (Крым).....	213
<i>Сандула А.Н., Шадрин А.Н.</i> Каменноугольно-нижнепермские карбонатные формации западного склона Печорского Урала: строение и условия образования.....	216
<i>Седаева Г.М.</i> Преобразование известняков Донецкого бассейна и изменения их свойств по стадиям литогенеза и углефикации	220
<i>Сколотнев С.Г., Фрейман С.И.</i> Осадочные породы фундамента поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан).....	224
<i>Страшко А.В., Радченко К.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Ступакова А.В., Сулова А.А., Стафеев А.Н.</i> Черные сланцы доманикового горизонта Волго-Уральского бассейна – интерпретация палеогеографических обстановок.....	228

<i>Страшко А.В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б.</i> Первые U-Pb изотопные данные о возрастах зёрен детритового циркона из базального уровня синальпийского комплекса Горного Крыма.....	232
<i>Сысоева А.О., Колесникова А.А.</i> Условия формирования и постседиментационные изменения органогенно-обломочных известняков стратотипической местности ассельского яруса.....	236
<i>Сысоева А.О., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.</i> Первые результаты U-Pb изотопного датирования зёрен обломочного циркона из песчанистых органогенно-обломочных известняков стратотипической местности ассельского яруса.....	242
<i>Тучкова М.И.</i> Развитие идей А.Г. Коссовской: Геоминералогия и современный взгляд на литогенез – прошлое и современное понимание проблемы.....	247
<i>Тучкова М.И., Соколов С.Д., Гущина М.Ю.</i> Песчаники древних пассивных континентальных окраин – примеры палеообстановок и минерального состава	255
<i>Хераскова Т.Н.</i> Развитие идей И.В. Хворовой: Значение методов литологического и формационного анализов осадочных и вулканогенно-осадочных формаций при реконструкциях палеотектонических структур	258
<i>Худолей А.К.</i> Современные методы реконструкции источников сноса	262
<i>Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.</i> Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения мезозоя Западного Предкавказья.....	265
<i>Щепетова Е.В., Рогов М.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Гвоздева И.Е., Косоруков В.Л.</i> Клиноптилолит в верхнеюрских отложениях Русской плиты: «камуфлированная пирокластика» или индикатор продуктивности биогенного кремнезема?.....	269
<i>Яковичина Е.В., Бордунов С.И., Назаров Г.К.</i> Флюидоупорные характеристики глинистых толщ нижнего мела Западного Кавказа	276

Научное издание

**Фундаментальные проблемы изучения
вулканогенно-осадочных,
терригенных и карбонатных комплексов**

**Материалы Всероссийского литологического совещания,
посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой**

Утверждено к печати
Оргкомитетом Всероссийского литологического совещания

Подписано к печати 00.10.2020
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 п.л. Тираж 100 экз.

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

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.