

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ В ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМАХ

Материалы 14 Уральского
литологического совещания

Екатеринбург 2024

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. акад. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
УРАЛЬСКАЯ СЕКЦИЯ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМАМ ЛИТОЛОГИИ
И ОСАДОЧНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПРИ ОНЗ РАН



ГЕТЕРОГЕННОСТЬ В ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМАХ

Материалы 14 Уральского
литологического совещания

НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

ЕКАТЕРИНБУРГ
2024

УДК 552.5
ББК 26.314.44я431

Ответственный редактор: член-корреспондент РАН А.В. Маслов

Редколлегия: член-корр. РАН А.В. Маслов (председатель),
д.г.-м.н. А.И. Антошкина, д.г.-м.н. Ю.О. Гаврилов, д.г.-м.н. Е.Ф. Летникова,
д.г.-м.н. Г.А. Мизенс, к.г.-м.н. О.Ю. Мельничук,
к.г.-м.н. Л.В. Бадида (ученый секретарь)

Гетерогенность в осадочных системах. Материалы 14 Уральского литологического совещания (научной конференции). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2024. – 257 с.

ISBN 978-5-9078872-2-0

Гетерогенность (от древнегреческого “другой + род”) присуща многим природным объектам и феноменам, от атома до Вселенной. Мир устроен сложнее, чем кажется на первый взгляд, да еще и невооруженным глазом. Изучение гетерогенности природных объектов является неотъемлемой частью работ научного и прикладного характера.

При рассмотрении осадочных систем мы сталкиваемся с гетерогенностью практически повсеместно: в пределах толщи пород, слоевой ассоциации или даже образца. Именно наличие неоднородности позволяет нам типизировать и выделять различные петро- и литотипы, их парагенезы, типы разрезов и формации, искать в разрезе коллектора, покрышки, рудоносные горизонты и нефтематеринские толщи, пытаться выяснить их генезис многочисленными методами, в том числе с использованием стадийного или фациального анализа...

Можно ли добавить что-то еще об актуальности и способах изучения гетерогенности осадочных образований? Однозначно да, и, пожалуй, настоящий сборник насыщен примерами, иллюстрирующими многообразие экзогенных процессов и продуктов.

Все поступившие в Оргкомитет материалы опубликованы в настоящем сборнике преимущественно в авторской редакции.

УДК 552.5
ББК 26.314.44я431

ISBN 978-5-9078872-2-0

© УрО РАН, 2024
© Институт геологии и геохимии
УрО РАН, 2024
© Авторы статей, 2024
© Фото на обложке и шмуцтитуле
Л.В. Бадида, С.А. Дуба

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гетерогенность (от древнегреческого “другой + род”) присуща многим природным объектам и феноменам, от атома до Вселенной. Мир устроен сложнее, чем кажется на первый взгляд, да еще и невооруженным глазом. Изучение гетерогенности природных объектов является неотъемлемой частью работ научного и прикладного характера.

При рассмотрении осадочных систем мы сталкиваемся с гетерогенностью практически повсеместно: в пределах толщи пород, слоевой ассоциации или даже образца. Именно наличие неоднородности позволяет нам типизировать и выделять различные петро- и литотипы, их парагенезы, типы разрезов и формации, искать в разрезе коллектора, покрышки, рудоносные горизонты и нефтематеринские толщи, пытаться выяснить их генезис многочисленными методами, в том числе с использованием стадияльного или фациального анализа.

Образцы некоторых классов осадочных пород, например, силицитов или эвапоритов, с первого взгляда кажутся достаточно однородными, но тем ценнее и тем большую индикаторную значимость имеет наличие примесей в них. Другие классы, безусловно, не нуждающиеся в особом представлении литологам, “сделали гетерогенность своим брендом”, но тем любопытнее расшифровывать историю их формирования на всех этапах литогенеза в широком смысле этого термина. Даже в самом, казалось бы, скучном осадочном разрезе всегда обнаруживается какая-нибудь изюминка при более детальном изучении, например, пирокластическая примесь в терригенных отложениях, кремневые конкреции в чистых известняках или космогенный материал в соленосных последовательностях.

Чередование карбонатных и терригенных слоев в разрезе, а также их взаимоотношения по латерали, нередко позволяют нам понять, где была береговая линия бассейна и в каком направлении он углублялся, очертить границы дельты или вдольбереговые тела, сделать выводы относительно изменений солености вод, климата и тектонической ситуации в регионе.

Рядом авторов выделяется отдельный литотип с весьма созвучным с темой настоящего сборника названием – гетеролиты или альтерниты, представляющий собой тонкое чередование двух (как правило) компонентов, отвечающих разным гидродинамическим условиям седиментации. Часто такой литотип (например, тонкое переслаивание песчаника и аргиллита) обладает низкими фильтрационно-емкостными свойствами, но изменение степени неоднородности осадка после его отложения, например вследствие высокой активности роющих беспозвоночных, может сделать его весьма перспективным коллектором. Еще одна группа пород, привлекающая все большее внимание исследователей – микстолиты, представляющие собой смеси компонентов различного состава и генезиса. Среди них всем известные т. н. “доманикиты” и “бажениты” – породы, имеющие нефтегазогенерационный

потенциал. Ряд пород смешанного состава можно продолжить микститамы, разнообразными диамикритами, “оскобитами” и так далее.

Неоднородности фиксируются и в кристаллических решетках минералов, а также на атомарном уровне. Один и тот же химический элемент может иметь разный изотопный состав в компонентах различного генезиса: например, изотопно-легкий углерод органического вещества принципиально отличается от углерода вмещающих карбонатных отложений. Результаты разделения изотопов химических элементов, а также фракционирования элементов, относящихся к семейству лантаноидов, в природных процессах позволяют успешно реконструировать эти явления из геологического прошлого. Таким образом, в основе изотопно-геохимических исследований тоже лежат представления о гетерогенности тех или иных объектов.

Можно ли добавить что-то еще об актуальности и способах изучения гетерогенности осадочных образований? Однозначно да, и, пожалуй, настоящий сборник насыщен примерами, иллюстрирующими многообразие экзогенных процессов и продуктов.

Оргкомитет

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕМЭОТИЧЕСКИХ ООИДНЫХ КАРБОНАТОВ (МЫС КАЗАНТИП, КЕРЧЕНСКИЙ П-ОВ, КРЫМ)

Антошкина А.И.¹, Леонова Л.В.², Лютоев В.П.¹, Симакова Ю.С.¹

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: Antoshkina@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: lleonova@yandex.ru

Мыс Казантип, вдающийся в Азовское море, расположен в северо-восточной части Крыма и территориально принадлежит Керченскому полуострову. Геологическая структура мыса по имеющимся данным представляет собой Казантипскую (Мысовую) размытую до котловины брахиантиклиналь, которая является криптодиапировой складкой с ядром нагнетания из сильно перемятых, раздробленных и перетертых глин майкопской серии. Материалы бурения подтверждают процесс глиняного диапиризма [Клюкин, 2006]. Согласно нашим наблюдениям, это проявляется в ежегодных обвалах бортов бухты Шарабай, которая вероятно наиболее близко расположена к эпицентру. По периферии котловину окаймляет скалистая гряда, представляющая собой серию толстослоистых мшанковых биокластовых известняков, включающих массивные сооружения мшанковых биогермов, зарегистрированная в 1998 г. как Казантипский природный заповедник.

Изучение нами на мысе разрезов в бухтах Шарабай и Широкая в 2018–2019 гг. показало присутствие под массивными мшанковыми известняками зеленовато-серых и серых глин, среди которых встречались прослойки желтоватых ооидных известняков и гипсов, видимой мощностью от 5.5 до 15.0 м в разных бухтах. Размер и облик ооидов, из-за явного сходства с зернами пшена, характеризует структуру известняков как “пшеннозернистую”. Окраска ооидов преимущественно светлая, реже с красноватым оттенком или до черной. Ооидные известняки мощностью 20–50 см включают слои (2–3 см) и линзы гипсов “марьино стекло”, а также отдельные “гипсовые розы” размером от 5–10 см до 30 см в диаметре.

Подобная толща была описана как митридатские слои, позднее датированные ранним мэотисом [Вернигорова, 2012]. Эти ооиды существенно отличаются от морских и озерных разновидностей, и до настоящего времени обсуждается биогенный вклад в образование минеральной компоненты в ооидах [Duguid, 2010; Harris, 2019; Antoshlina, 2020; Ramey-Lariviere, 2023; и др.]. Задача данной работы состоит в выяснении генезиса ооидных карбонатов, так как ооиды могут быть эффективным индикатором изменения климата и истории формирования мыса Казантип, как это показали исследования плиоценовых ооидов севера Тибетского Плато [Нао, 2022].

Исследовались 3 штуфа проб биогенного карбоната с ооидами, отобранных на мысе Казантип в разрезах бухт Шарабай и Широкая. В штуфах Шар-Нов1-4-23 и Шир-11-18 рыжие ооидные слои перемежаются со светло-серыми слоями породы, не содержащими ооиды. Штуф Шир-8-19 представлен небольшой (12 × 16 см) изолированной в слое довольно крепкой постройкой из ооидов. В двух первых штуфах были отобраны образцы ооидов и кусочки породы без них. Проба ооидных известняков штуфа Шар-Нов1-4-23 была подвергнута длительной обработке в ультразвуковой водяной ванне, в результате которой, ооиды были диспергированы и удалены, а в осадке осталась цементирующая ооиды масса. При исследованиях также использовались методы оптической и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), рентгеновской дифрактометрии, электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и инфракрасной (ИК) спектроскопии. Исследования выполнены на оборудовании ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Наблюдения под оптическим и сканирующим электронным микроскопом (рис. 1а–е) в сочетании с рентгеновской дифрактометрией показывают, что основным минералом ооидной оболочки является слабо упорядоченный доломит. В ооидах обнаружены внеклеточные полимерные вещества (ЭПС) и фрамбоидальный пирит, что указывает на участие микробов в образовании ооидов. Кроме того, под минерализованной ЭПС отмечаются кварц, низко- и высоко-Mg кальцит, кутногорит, галит, доломит и микроминеральные включения, такие как слюда, монацит, уранинит, вольфрамит, шеелит и другие, вероятно налипшие на внеклеточные биополимеры. В ядрах ооидов кроме алюмосиликатного матрикса часто присутствуют кутногорит, галит, гипс, кварц, пирит,

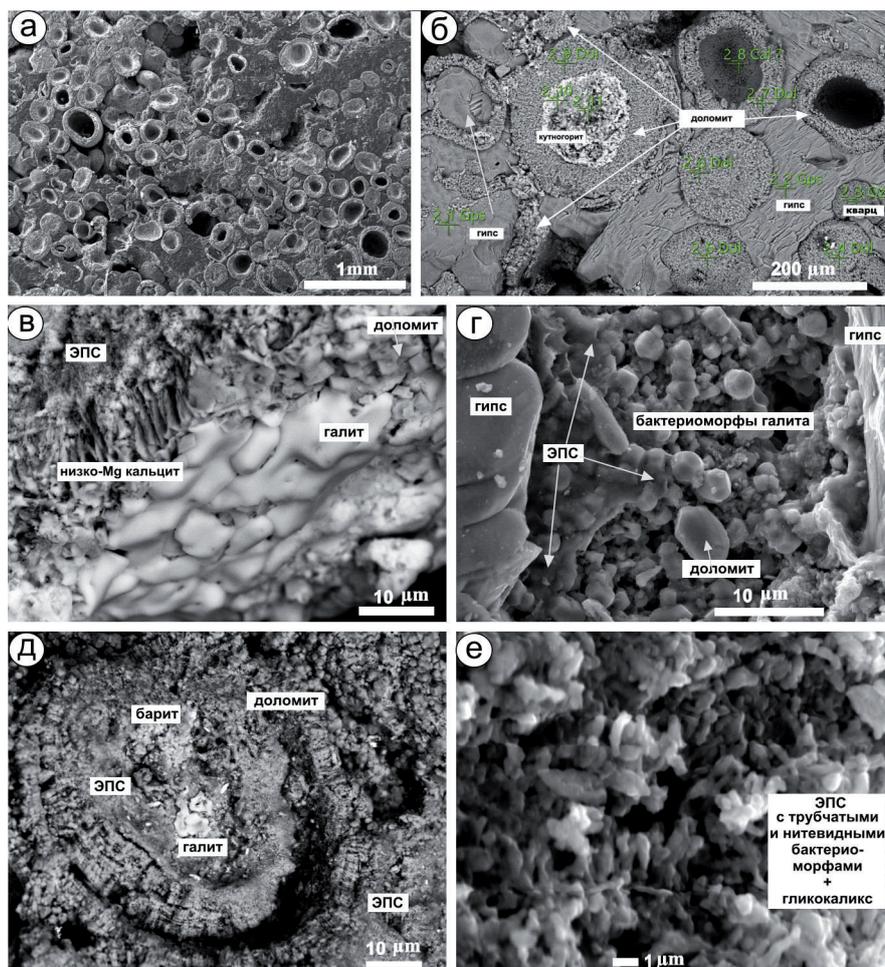


Рис. 1. Характерные особенности состава и строения ооидных доломитовых известняков в СЭМ-снимках.

а – общий вид ооидных известняков, обр. Шар-8/6-19; б – ооиды в гипсовом цементе постройки, обр. Шар-8/18-19; в – вид ооида со стороны ядра, сложенного галитом, обр. Шар-9/16-19; г – зона бактериоморфного галита с рассеянными микрозернами барита в гипсовом цементе, обр. Шар-9/6-19; д – сложно построенный ооид с разноминеральными новообразованиями в ЭПС ядра, обр. Шар-11/36-18; е – матрикс ядерной центральной зоны ооида, сложенный ЭПС алумосиликатного состава, обр. Шар-11/36-18

встречен Mn-кальцит (манганокальцит), анкерит(?). Оболочка ооидов сложена микрозернистым доломитом и низкомагнезиальным кальцитом. Важно отметить в ооидных карбонатах, что гипс может быть цементом, который продемонстрирован в ооидной постройке из разреза бухты Широкая (см. рис. 1б).

Фазовая характеристика по ИК-спектрам исследуемых пород демонстрирует преимущественно карбонатную природу вещества проб. Существенно карбонатное вещество изученных проб включает примесь гидрослюд и кварца, отмечается гипсовый цемент, а ооидная часть проб содержит больше органики. Полученные рентгеноструктурным методом дифрактограммы показывают рефлексы доломита, кальцита, Mg-кальцита, кварца, иллита, гипса, предположительно полевых шпатов и каолинита. Во всех пробах ооиды преимущественно желтовато-коричневые, иногда имеют красноватый оттенок. Такая пигментация, скорее всего, связана с наличием в составе образований гематита и гетита. Однако только в одной пробе четко проявлены рефлексы гетита, возможно вследствие малого содержания и/или их ультрадисперсного характера в других. Основные выделенные фазы и их представительность в изучаемых пробах соответствуют данным ИК-спектрам.

Обзорные ЭПР-спектры исходных образцов и термоактивированных при 300°C содержат только интенсивный секстет уширенных линий Mn^{2+} в решетке карбоната. Форма основных линий

секстетов и расположенных между ними линий запрещенных переходов, в основном, соответствует ионам Mn^{2+} в решетке доломита и лишь в единичном спектре указывает на принадлежность Mn^{2+} в решетке кальцита. Высокая ширина линий секстета Mn^{2+} указывает на высокие содержания примесного иона в доломите и кальците, что характерно для терригенных или прибрежно-морских карбонатов (обогащение воды “терригенными” ионами Mn). Интегральная интенсивность линий Mn^{2+} несколько выше в пробах безоидных прослоев, а в ооидной части проб повышенная интенсивность Mn^{2+} наблюдается в цементе. Эта особенность соответствует распределению в образцах фаз доломит-кальцит.

Кроме того, методом ЭПР определялось наличие остатков ископаемых органических веществ (ОВ) – углеродных радикалов ($C_{350^\circ C}$ и $C_{600^\circ C}$). Пробы, согласно методике, изучались без предварительного лабораторного прогрева, затем при прогреве $350^\circ C$ и $600^\circ C$. Полученные значения концентраций углеродных радикалов $C_{350^\circ C}$ и $C_{600^\circ C}$ показали, что у углеродных радикалов $C_{600^\circ C}$ она заметно выше – $(3-7) \cdot 10^{16}$ спин/г. По серии образцов 4-23 можно заключить, что ОВ животного типа ($C_{600^\circ C}$) тяготеет к оолитовой части штуфов, а органика растительного типа ($C_{350^\circ C}$) довольно равномерно распределена во всех частях штуфов. Отсутствие сигналов ЭПР углеродных радикалов ОВ в исходных образцах указывает на низкую степень его деградации, сохраняющуюся на начальной стадии катагенетического изменения пород.

Для ооидных доломитовых известняков в пробах бухты Широкая характерно минеральное разнообразие в цементе, матриксе и ооидах. В составе ядер и оболочек ооидов присутствуют доломит, монацит с набором РЗЭ, ильменит, кутногорит в виде звездчатых микрокристаллов (характерен для ооидов черного цвета), барит, галит, реже гипс.

Согласно данным рентгеновской дифрактометрии и ИК-спектроскопии огипсование песков происходило на стадии образования ооидов.

Работа проводилась в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН № 122040600013-9 и Соглашения между Институтом геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук (ИГ Коми НЦ УрО РАН), Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Институтом геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГТ УрО РАН) и Федеральным государственным бюджетным учреждением “Объединенная дирекция ООПТ “Заповедный Крым””.

Литература

- Вернигорова Ю.В., Фиколина Л.А., Обиарская Н.Н. Структурно-фациальное районирование неогеновых отложений Керченского полуострова // Геологичний журнал. 2012. № 3. С. 74–94.
- Клюкин А.А. Факторы, определяющие биоразнообразие Казантипского природного заповедника // Тр. Никитского ботанич. сада – Нац. науч. центра. 2006. Т. 126. С. 133–148.
- Antoshkina A.I., Zhegallo E.A., Isaenko S.I. Microbially Mediated Organomineralization in Paleozoic Carbonate Ooids // Paleontol. J. 2020. V. 54. No. 8. P. 825–834. <https://doi.org/10.1134/S003103012008002X>
- Duguid S.M., Kyser T.K., James N.P., Rankey E.C. Microbes and ooids // J. Sediment. Res. 2010. V. 80. P. 236–251.
- Harris P.M., Diaz M.R., Eberli G.P. The formation and distribution of modern ooids on great Bahama Bank // Annual Rev. Marine Sci. 2019. V. 11. No. 1. P. 491–516. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010318-095251>
- Hao L., Jia J., Tao H., Chen J., Ma X., Li S., Qiu J. Origin of the Dolomitic Ooids Formed in the Pliocene Shizigou Formation in the Qaidam Basin, Northern Tibet Plateau and Implications for Climate Change // Minerals. 2022. V. 12. 1586. <https://doi.org/10.3390/min12121586>
- Ramey-Lariviere J.Y.F., Gong J., Baldes M.J., Chatterjee N., Bosak T., Pruss S.B. Organic-rich bimineralic ooids record biological processes in Shark Bay, Western Australia // Geobiology. 2023. V. 21. P. 629–643. <https://doi.org/10.1111/gbi.12558>

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАНСКОГО ЯРУСА БУГУРУСЛАНСКОЙ ОБЛАСТИ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА

Аухатов Я.Г.

ООО “ЦСМРнефть” при АН РТ, г. Казань, e-mail: yan-89178823520@yandex.ru

Седиментационные бассейны, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как “иловая” или “доманиковая впадина”, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина – АТВ, прогибы некомпенсированного типа – ПНТ и области опускания некомпенсированного типа – ООНТ [Аухатов, 1981]. Рассматриваемая нами Бугурусланская ООНТ охватывает территорию Самарской и Оренбургской областей. Геологическое строение Бугурусланской впадины рассматривались в работах Н.Н. Форша [1951, 1955], М.М. Грачевского и др. [1976], Г.Ф. Крашенникова [1975], Ю.В. Сементовского [1973] и других геологов.

В строении Бугурусланской ООНТ участвуют следующие формаций (с востока на запад): молассовая, доманикоидная, рифогенная, сульфатно-карбонатная [Аухатов, 1989]. Верхнепермская сероцветная моласса, развитая на восточной шельфовой зоне, представлена тонкообломочными терригенными материалами и маломощными прослоями известняков. Мощность отложений достигает до 100 м. Доманикоидная формация выделяется в объеме нижеказанского подъяруса или калиновской свиты, представлена маломощной (4–10 м) пачкой темно-серы и черных тонкослоистых глин и мергелей с многочисленными углефицированными растительными остатками. В разрезе черная окраска пород связано с высоким содержанием органического вещества в условиях некомпенсированного осадконакопления с сероводородным заражением придонного слоя и водного бассейна. Рифогенная формация выделяется в объеме нижеказанского подъяруса верхнепермского отдела и развита на западном борту ООНТ (Пролетарская, Пилюгинская, Жуковская, Соболевская и др. площади). Рифогенная формация представлена криноидными, криноидно-мшанковыми и водорослевыми известняками мощностью до 100 м [Крашенников, 1975]. По данным Н.Н. Форша [1951], карбонатные породы полностью доломитизированы, причем значительную часть среди доломитов играют высокопористые криноидно-мшанковые разности. Сульфатно-карбонатная формация выделяется в объеме казанского яруса на западной шельфовой зоне и представлена циклично построенной сульфатно-карбонатной толщей. По мнению автора, часть сульфатно-карбонатных отложений формировался в шельфовой зоне, отшнурованных рифами от основного нижеказанского Бугурусланского моря.

Во второй половине казанского яруса происходит компенсация ООНТ соленосными отложениями. Процессы галогенеза тесно связаны с переходом стадии опускания в стадию так называемого компенсационного поднятия [Эллерн, 1984]. Эти отложения представлены в основном каменной солью, гипсами и ангидритами, которые составляют галогенную формацию. Галогенные отложения одни исследователи относят к верхнеказанскому подъярису [Форш, 1955; Грачевский, 1976], а другие к нижеказанскому подъярису [Тихвинская, 1954]. Галогенная формация наиболее типично представлена в осевой части, где основная соленосная часть в виде галитовой линзы (мощностью более 100 м) заключена в ангидритовую оболочку. Нижняя ангидритовая пачка имеет меньшую площадь распространения, по сравнению с верхней, которая полностью выравнивает рельеф к концу позднеказанского времени до уровня поверхности морской воды. Галогенную формацию Н.Н. Форш [1955] рассматривает как гидрохимические осадки позднеказанского лагунного бассейна, которые занимали эрозионную впадину, выпавшую на границе ранне- и позднеказанского времени речными водами. Ю.В. Сементовский [1973], вслед за Е.И. Тихвинской [1954], относит их к нижеказанскому подъярису, считая, что раннеказанское море постепенно питало лагуну соленосными водами.

Касаясь этого вопроса, М.М. Грачевский и его группа [1976] рассматривают все сульфатно-карбонатные отложения и соленосную толщу как образования позднеказанского времени, так как нигде на этой территории не устанавливаются фациальные переходы соленосных отложений в окружающие рифогенные отложения нижнеказанского нормально-соленосного моря. При этом авторы Бугурусланскую впадину выделяют как аккумуляционно-топографическую. Отложения некомпенсации представлена маломощным комплексом осадков депрессионного типа или доманикового типа, а отложения заполнения – соленосной формацией верхнеказанского возраста.

При выделении аккумуляционно-топографической впадины шельфовые отложения практически не рассматриваются. Поэтому автором было предложено Бугурусланскую впадину рассматривать как область опускания некомпенсированного типа. Тогда можно выделить две субформаций в составе сульфатно-карбонатной формаций: в нижнеказанском подъярусе – в виде сульфатно-карбонатных отложений шельфовой зоны (мелководные) и сульфатно-карбонатные отложения в верхнеказанском подъярусе тесно связанные с галогенной формации. Проведение границы между подъярусами представляет большие трудности и на сегодняшний день существуют около десяти корреляционных схем. Сунгатуллин Р.Х. и другие [2023] изучая гипса и доломита Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений расположенные в северной шельфовой зоне Бугурусланской ООИТ с помощью комплекса прецизионных методов (электронная микроскопия, литогеохимия, изотопия, электронный парамагнитный резонанс) получили количественные параметры палеоусловий формирования пород в позднеказанском эвапоритовом бассейне с построением моделей продуктивных пластов. На обоих месторождениях имеются 2 продуктивных пласта (нижний и верхний) гипса, залегающих среди доломитов. В результате проведенных исследований установлена четкая тенденция накопления подавляющей части микроэлементов в верхнем продуктивном пласте Камско-Устьинского месторождения, что связано возрастанием минерализации водного бассейна.

Именно такое разделение соответствует геологическому развитию Бугурусланской ООИТ и дает возможность правильно понять условия образования полезных ископаемых [Аухатов, 1989]. Аналогом такой модели служит геологическое строение Бельского прогиба, где с востока на запад наблюдается латеральный ряд формаций верхнекаменноугольно-нижнепермского возраста: молассовая, доманикоидная, рифовая, сульфатно-карбонатная. Заложение Бугурусланской впадины, как и Бельского прогиба тесно связано с орогенным этапом развития Уральской складчатой зоны согласно закону Карпинского.

Месторождения серы приурочены к сульфатно-карбонатной формации казанского яруса (Водинское, Алексеевское и др.), а месторождения углеводородов с сероводородом приурочены к рифовым ловушкам, замещающих по латерали доманикоидные формации. При этом месторождения серы и зоны серной минерализации сосредоточены западнее по отношению месторождений углеводородов с сероводородом. Доманикоидная формация обогащена ураном и возможно благородными металлами [Чайкин и др., 2003]. Проявления меди характерна для молассовой формации. Галогенной формацией связаны перспективы открытия калийных месторождений.

Области концентрированного соленакопления занимают осевые зоны ООИТ, представляющие собой узкие линейные участки, которые являются благоприятными для развития галогенных формаций. Ряд исследователей парагенезис доманиковой и галогенной формаций рассматривают с генетической позиции (М.А. Жарков, Д. Петерсон, Р. Хайт, Е.Ф. Станкевич) и придают большую роль в соленакоплении интенсивной органической жизни в солероидных бассейнах [Штейнгольц, 1986]. По нашему мнению, интенсивному соленакоплению способствовало продуцирование газов обогащенных органическими веществами осадков (метан, сероводород и т. д.). В озере Байкал выделение газов фиксируется пузырьками газа в льдах. Выбросы газа могут быть спонтанными как в Черном море. Участие выделения газа при солеобразовании установлено при добыче нефти. В.Е. Кашавцев и И.Т. Мищенко показали: “На интенсификацию осаждения галита влияет растворенного в нефти газа. Газовые пузырьки обладают повышенной влагоемкостью, они “отнимают” чистую воду из природного рассола, концертируя его.” [Кашавцев, Мищенко, 2004, с. 162].

Литература

- Аухатов Я.Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. 1981. Т. 7. № 2. С. 16–20.
- Аухатов Я.Г.* Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докл. науч. сессии ИГ БНЦ УрО АН СССР к 100-лет. со дня рождения Г.Н. Фредерикса. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 53.
- Грачевский М.М. и др.* Корреляция разнофациальных толщ. М.: Недра, 1976. 296 с.
- Кацавцев В.Е., Мищенко И.Т.* Солеобразование при добыче нефти. М., 2004. 432 с.
- Крашенинников Г.Ф.* Карбонатная рифовая формация // Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975. С. 5–20.
- Сементовский Ю.В.* Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Казань: Татиздат, 1973. 256 с.
- Сунгатуллин Р.Х., Кадыров Р.И., Ибатуллина А.И., Сунгатуллина Г.М.* Физико-химические исследования гипсовых месторождений Среднего Поволжья // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж, 2023. С. 439–441.
- Тихвинская Е.И.* О древнем размыве в долинной зоне р. Волги в районе г. Казани // Ученые записки Казан. гос. ун-та. 1954. Т. 114. Кн. 3. С. 165–170.
- Фори Н.Н.* Стратиграфия и фаций казанского яруса Среднего Поволжья // Тр. ВНИГРИ. Нов. серия. Вып. 45. 1951. С. 34–80.
- Фори Н.Н.* Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения уфимская свита и казанский ярус // Тр. ВНИГРИ. Нов. серия. Вып. 92. 1955. 156 с.
- Чайкин В.Г., Месхи А.М.* Модель позднепермского рудогенеза в Волжско-Камской полосе // Руды и металлы. 2003. № 3. С. 5–13.
- Штейнгольц В.Л., Баталин Ю.В., Чайкин В.Г. и др.* О парагенезисе эвапоритовых и доманиковых отложений // Сов. геология. 1986. № 8. С. 72–78.
- Эллерн С.С.* Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 972–976.

НАДВИГИ, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ

Аухатов Я.Г.

ООО “ЦСМРнефть” при АН РТ, г. Казань, e-mail: yan-89178823520@yandex.ru

Надвиговые движения широко развиты в складчатых областях и на платформах. Еще А.П. Карпинский (1894) указывал, что тектоника Русской плиты обуславливается “соотношением с тангенциальными движениями двух различных ветвей Уральской и Кавказской, примыкающих к платформе с восточной и южной сторон”. А.В. Пейве (1961) указывал на большую роль горизонтальных перемещений в тектонике. П.Н. Кропоткин (1987) отмечал, что интенсивные горизонтальные сжатия охватывают верхние слои земной коры в складчатых областях и платформах. Складчатые деформации платформенного осадочного чехла В.Е. Хаин (1982) связывает с тангенциальным сжатием. Концепцию передачи тектонических напряжений от геосинклинальных поясов в сторону платформы на большие расстояния разработал Ю.М. Пущаровский (1969). Теоретические предпосылки дальнейшей передачи тектонических движений тангенциального сжатия с Урала основательно разработал и дал первое практическое развитие М.А. Камалетдинов. В институте геологии Башкирского научного центра Уральского отделения АН была создана научная школа шарьяжно-надвиговой тектоники Камалетдинова–Казанцевых, по-новому объясняющая важнейшие геологические явления и процессы, а также генезис нефти и других полезных ископаемых [Камалетдинов и др., 1987]. Изучение надвиговых движений в доманиковых нефтематеринских отложениях представляет большой интерес для понимания генезиса нефтяных углеводородов и поиски “сланцевых” углеводородов. М.И. Губкин неоднократно подчеркивал важную роль тектонических сил для выжимания рассеянных углеводородов из нефтематеринских глинистых пород в песчаные коллекторы.

Благодаря работам Р.Н. Валеева, М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой, Ю.В. Казанцева, И.Х. Кавеева, В.П. Степанова и многих других геологов стало известно широкое развитие надвиговых движений в нефтегазоносных бассейнах. Надвиги приводят к деформации, скучиванию осадочных пород, гетерогенности осадочных отложений в совместном сонахождении разных типов разновозрастных пород и полезных ископаемых. Надвиги создают парагенезис геологических процессов, как землетрясение, нефтегенез и рудогенез. Тангенциальное сжатие передается через литопластины жестких массивных пород (песчаники, карбонаты и т. д.), вызывая их горизонтальное перемещение по поверхностям надвигов, по пластичным тонкослоистым породам, играющим роль смазки. Согласно представлениям М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой образование трещин и нефтегазообразование происходило во время скольжения жестких массивов пород (песчаников) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидам). Чередование компрессии и декомпрессии во время скольжения жестких массивов пород (песчаников, карбонатов) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидам) влияли на условия нефтеобразования и нефтенакпления. При надвиговых движениях за счет дополнительной энергии происходит снижение энергетических барьеров химических превращений и массопереноса. Тектонодинамическое возбуждение систем порода–флюид достигается влиянием вибраций, электромагнитного поля и делатансии преобразования органического вещества осадочных пород, нефтей, газов и пластовых вод. Гидротермальные воды сопровождающие надвиговые движения приводят к вторичным преобразованиям коллекторов и флюидоупоров в нефтяных месторождениях.

Автором было установлено, что многочисленные срезы обсадных колонн в Западной Сибири и Волго-Уральской области приурочены к интервалам развития доманиковых отложений в результате тектонических подвижек надвигового характера [Аухатов, 1999]. Было показано, что “аномальные разрезы” баженовского горизонта Западной Сибири и кыновского горизонта Волго-Уральской области тесно связаны с надвиговыми движениями. Установлено также, что в пределах развития “аномальных” разрезов баженовской свиты и кыновского горизонта наблюдаются

аномальное повышение температуры. Коллектора с горизонтальной трещиноватостью в баженовской свиты типа баженинов, из которых идет добыча нефти в Салымском районе, характеризуется повышенными пластовыми температурами. Надвиговые подвижки сопровождаются повышенной микросейсмичностью, а иногда землетрясениями как Нефтеюганске (Западная Сибирь) и Нижнекамске (Республика Татарстан). Согласно Керимову И.А. и других в Терско-Сунженской нефтегазоносной области известны тысячи смятия обсадных колонн глубоких скважин на глубинах от 700 до 4000 м [Керимов и др., 2012]. Проведенный анализ промыслового материала позволил авторам сделать вывод, что на площадях Терско-Сунженской области сразу после землетрясений различной силы массовых и даже единичных нарушений обсадных колонн как в бурящихся, так и в добывающих скважинах не наблюдалось. Однако прослеживается закономерность увеличения числа смятий с частотой землетрясений в определенные годы. Это пример дает нам право предполагать, что надвиговые движения и землетрясения разобщены во временном отрезке. Если при надвигании масс накапливается энергия, а релаксация напряженного состояния происходит кратковременно при благоприятных условиях. Все это требует дальнейшего внимательного изучения.

При этом надо отметить, что повышенная сейсмичность приводит к естественному восполнению запасов месторождений углеводородов [Казанцев, 2008]. В настоящее время в некоторых месторождениях нефтегазоносных бассейнов (Волго-Уральская область, Западная Сибирь, Терско-Сунженский район Чеченской Республики и т. д) имеются факты притока углеводородов в результате сейсмоструктурной активности недр. Например, в Татарстане запасы нефти в период открытия оценивался 709 млн т, а в настоящее время добыто более 3 млрд т. На Ромашкинском месторождении за последние десятилетия произошло не менее 2000 землетрясений с магнитудами от 0 до 4.5 [Степанов и др., 1998].

Надвиги представляют собой долгоживущие тектонические нарушения осадочного чехла и кристаллического фундамента. Многочисленные и разнообразные следы палеосейсмических событий, зафиксированных в осадочных породах как “сейсмиды” были описаны К.И. Микуленко в Западной Сибирь [Микуленко, 1969], Н.Н. Верзелиным в Ферганской впадине [Верзелин, 1963] и Ю.О. Гавриловым в Северном Кавказе. Ю.О. Гаврилов описал диапиры и дробление карбонатного прослоя трещинами, их фрагментацию и своего рода “будинирование”, в результате чего они иногда приобретают облик слоев в виде цепочек псевдоконкреционных. По мнению автора, аналогичные явления происходят при надвиговых движениях, происходившие по некомпетентным породам георгиевской свиты. Например, автором описан “микродиапир” в отложениях георгиевской свиты (скв. 215 Северо-Покачевское месторождение, Среднее Приобье), где глауконитовые аргиллиты протыкают глинистые известняки и дробят глинистые известняки на отдельные обломки, которые, перетираясь, приобретают гладкие поверхности и с первого взгляда напоминают карбонатные конкреции и часто описываются как конкреции [Аухатов, 2008]. Приведенные примеры как-то сближают деформационные процессы, которые происходят при землетрясениях и надвиговых движениях.

Согласно Ю.О. Гаврилову [2023] воздействие землетрясений на высокоуглеродистые глинистые толщи влияло на процессы миграции и перераспределения углеводородов в толще; образование в породах сложной системы трещиноватости обуславливало появление у них коллекторских свойств, первоначально отсутствовавших. т. е. формировались коллекторы определенного типа. Появление сейсмогенных трещин приводило к миграции по ним иловых растворов в смежные слои иного литологического состава, где происходило осаждение аутигенных минералов, геохимически не характерных для осадков этого типа. Чувствительным к воздействию сейсмических ударов было диагенетическое аутигенное минеральное вещество, проходившее в процессе своего образования стадию геля (кремнезем, сульфиды Fe и др.). А также сейсмогенной субвертикальной трещиноватости могло приводить к миграции по трещинам иловых растворов в смежные слои иного литологического состава (песчаники, алевролиты), где происходило осаждение карбонатов, геохимически не характерных для. Все сказанное сводится к тому, настало время объединить усилия многих геологов в создании нового направления в геологии и прежде всего проводить совещание в данном направлении.

Обоснование появления рудных слоев в пограничных слоях углеродистых отложений можно считать открытием в литологии и это дает по-новому осмыслить процессы рудообразования при сейсмических и надвиговых деформациях осадочных пород.

Парагенезис углеводородов и ртути хорошо известно по опубликованным работам. Многие исследователи придерживаются мнения, что приуроченность ртутьсодержащих месторождений углеводородов к зонам региональных разломов мантийного заложения, по которым с помощью ртутной дегазации Земли металл поступает в зоны газо-, нефте- и рудообразования и участвует в этих процессах [Готтих и др., 2016]. Согласно другим исследователям признается первичная природа, унаследовано переходящих из органического вещества нефтепроизводящих толщ типа доманикоида в нефть [Гольдберг, 1990]. По мнению автора, первоначальное обогащение ртутью осадков происходит в областях опускания с некомпенсированным осадконакоплением, где формировались отложения, обогащенные органическими веществами. В результате надвиговых движений по этим отложениям происходило продуцирование углеводородов и их миграция совместно с ртутью, что и обусловило парагенетическую связь углеводородов и ртути.

Рудные компоненты поступали в бассейн седиментации с сероводородным заражением, которые характерны при накоплении богатых органическим веществом осадков, в результате поверхностного и подводного разрушения магматических и осадочных пород, вулканических извержений, а также растворов гидротермальных эскалаций. Дифференциация химических элементов и рудных компонентов в седиментационных бассейнах происходила под влиянием Ph и Eh среды. Сероводородное заражение водного бассейна и придонного слоя создают резерв в водном бассейне одних элементов (фосфор, марганец и др.) и удалению других (ванадий, молибден, уран и др.) в виде металлоорганических соединений и сульфидов, которое установлено в Черном море.

Для оценки перспектив нефтегазоносности доманиковых формаций большое значение имеет применение аэрокосмических методов и, в частности, метода тепловизионной генерализации Р.Д. Мухамедярова [Аухатов, 2018].

Литература

- Аухатов Я.Г. “Микродиапиры” в отложениях георгиевской свиты Северо-Покачевского месторождения (Среднее Приобье) // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и экологии. 2008. № 12. С. 101.
- Аухатов Я.Г. Термогеодинамическая модель нефтяных месторождений в доманиковых отложениях // Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. Казань: Изд-во “Слово”, 2018. С. 127–128.
- Аухатов Я.Г. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // Тез. докл. 15 Губкинских чтений. М., 1999. С. 9.
- Верзилин Н.Н. Влияние древних землетрясений и мутьевых потоков в меловом периоде на особенности осадконакопления в прибрежных частях Ферганского бассейна // Дельтовые и мелководно-морские отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 149–154.
- Гаврилов Ю.О. Особенности литогенеза отложений разного литологического состава в сейсмически активных областях // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж, 2023. С. 66–71.
- Гольдберг И.С. Нафтометаллогенетические провинции мира и генезис рудных концентраций в тяжелых нефтях и битумах // Геология нефти и газа. 1990. № 3. С. 2–7.
- Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Малинина С.С., Черенкова А.И. Роль глубинных процессов в формировании углеводородных скоплений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Геология нефти и газа. 2016. № 3. С. 86–100.
- Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Современная геодинамика и нефтенакпление // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и экологии. 2008. № 12. С. 76–83.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Шарьяжные и надвиговые структуры фундамента платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
- Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Ахматханов Р.С. Сейсмичность и технические аварии на объектах нефтяной промышленности Чеченской Республики // Вестн. ТГУ. 2012. Т. 17. Вып. 3. С. 1029–1030.
- Микуленко К.И., Афанасьев Ю.Т. Следы древних землетрясений в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1969. № 2. С. 18–26.
- Степанов В.П., Мирзоев К.М., Тарасов Е.А., Гатиятуллин Р.Н., Степанов А.В., Степанов И.В. Важнейшие разломы и сейсмичность территории Татарстана // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и экологии. Уфа, 1998. № 3. С. 126–135.

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ, КАК ИНДИКАТОРАХ СТЕПЕНИ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Бадида Л.В.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
e-mail: kokshina.lv@gmail.com*

Для того чтобы аутигенные минералы можно было использовать в качестве индикаторов определенных стадий преобразования пород, они, по крайней мере, должны выполнять две задачи: иметь устойчивые характеристики, которые позволили бы минералу играть роль индикатора конкретной обстановки, и, в то же время, обладать определенной динамикой кристаллохимических и/или структурных преобразований, в которых бы отражались изменения условий существования минерала. Эти задачи отлично выполняют глинистые минералы, поскольку “с одной стороны обладают некоторым единством, а с другой – заключают в себе множество вариаций состава и строения для приспособления к большому разнообразию условий преобразования” [Звягин и др., 1979, с. 196]. Исследования в этом направлении ведутся давно, как отечественными учеными, такими как А.Г. Коссовская, В.А. Дриц, В.Д. Шутов, Г.В. Карпова, Н.В. Логвиненко, А.А. Маракушев, Н.Б. Вассоевич, Д.Д. Котельников, Н.Н. Зинчук, А.И. Конюхов, Б.Б. Звягин и многими другими; так и зарубежными: G. Millot, В. Kubler, J.R. Boles, A. Winkler, J.E. Burst, R.C. Reynolds и другими. Тем не менее, по сей день вопрос условий трансформации глинистых минералов под влиянием тех или иных условий остается актуальным, хотя определенная зависимость изменения глинистых минералов от степени постседиментационного преобразования и от состава пород прослеживается.

Так, считается, что каолинит в составе терригенных пород сохраняется вплоть до стадии катагенеза (MK_2) [Котельников, Конюхов, 1986], хотя в более проницаемых породах процессы трансформации могут начаться существенно раньше [Юдович, Кетрис, 2008]. Наиболее часто встречаемый в литературе сюжет преобразования каолинита протекает по следующей схеме:

– каолинит → каолинит + диккит → диккит → пиррофиллит;

хотя в полимиктовых толщах наблюдаются и иные пути [Дриц, Коссовская, 1984]:

– каолинит → слюда (в аркозово-глинистых толщах),

– каолинит → хлорит (в граувакковых толщах).

Среди глинистых минералов особенно широко распространены таковые, под групповым названием “смектиты” (монтмориллониты, нонтрониты и др.). На стадии катагенеза может происходить как их новообразование (глинизация полевых шпатов), так и модификация уже имеющегося глинистого материала. При повышении температуры и давления, смектиты довольно быстро трансформируются. Как указывают В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [1985], уже при температурах порядка 50–100°C они начинают преобразовываться через смешанослойные фазы в неразбухающие разности. В зависимости от катионного состава поступающего раствора (соответственно и от состава аллотигенной части пород) существует два наиболее вероятных пути развития событий:

– при наличии в среде К (и К-содержащих минералов) монтмориллонит переходит в гидрослюды через смектит-иллиты;

– при наличии в среде Fe и Mg (и фемических минералов) монтмориллонит преобразуется в хлорит через смектит-хлориты.

Слюды и обломочные гидрослюды на стадии катагенеза, более устойчивы, чем вышеназванные глинистые минералы, однако тоже претерпевают структурные трансформации, эволюционируя от политипов $1M$ к $2M_1$ [Япаскерт, 1995; Юдович, Кетрис, 2008].

Степень фонового преобразования пород, однако, не единственный фактор, от которого зависит состав и особенности глинистых минералов. Важны и другие взаимосвязанные параметры [Коссовская, 1962; и др.]: в том числе состав обломочных компонентов, условия выветривания в области сноса, условия осадконакопления. В этом списке состав обломочных зерен имеет важнейшее значение, которое, тем не менее, в полной мере не изучено, особенно в отношении

граувакк. Д.Д. Котельников и Н.Н. Зинчук [2008] приходят к выводу, что особенности глинистых минералов в связи с петрохимическими типами материнских пород и степенью их изменения в зоне гипергенеза (наряду со средой осадконакопления) позволяют объективно оценивать направленность и интенсивность их преобразования в процессе литогенеза осадочных толщ.

В результате изучения девонских граувакк Магнитогорской мегазоны было установлено, что основную роль среди глинистых минералов цемента песчаников играют хлориты. Минералы этой группы представлены как крипточешуйчатые агрегатами, так и отдельными пластинками размером в 0.01–0.03 мм, окрашенными в грязно-зеленые и желтовато-зеленые тона. Очень часто хлориты заполняют межзерновое пространство, в том числе в виде зональных агрегатов. На электронно-микроскопических снимках можно видеть, что чешуйки хлорита ориентированы вдоль стенок этого пространства или располагаются перпендикулярно к ним в виде крустификационных каемок. На полученных рентгенограммах видны четкие 14 Å и 7 Å пики, хорошо проявлены и другие базальные отражения: 4.7 Å (003), 3.5 Å (004), 2.8 Å (005). При этом четные порядки этих отражений (002 и 004) по интенсивности превосходят нечетные, что указывает на преобладание в структуре минерала ионов Fe^{2+} , изоморфно замещающих Mg^{2+} [Кринари, Храмченков, 2009]. По данным микрозондового анализа содержание FeO в рассматриваемых минералах колеблется в пределах от 10.97 до 33.23%, с преобладающим значением 21.76%, в то время как содержание MgO соответственно 8.58–19.97 и 15.49%.

Выяснилось, что для более измененных образцов характерно незначительное уменьшение магнезиальности и увеличение железистости. Таким образом, степень преобразования пород увеличивается в направлении: улутауская свита – туратская толща – рыскужинская толща.

В.А. Дриц и А.Г. Коссовская [1991] показали существование связи между химическим составом хлоритов и их генезисом. Они предложили геокристаллохимическую классификацию этих минералов, в основе которой лежит отношение степени железистости, определяемой коэффициентом $K_{Fe} = Fe/(Fe + Mg)$ и суммарного содержания катионов алюминия $Al_{\Sigma} = Al_{IV} + Al_{VI}$. На предложенной ими диаграмме фигуративные точки южноуральских образцов попадают в поля кластогенных формаций и основных магматических пород (Al_{Σ} колеблется от 1.5 до 3.1; K_{Fe} – от 0.35 до 0.70), что вполне согласуется с петрографическим составом псаммитов.

В подчиненном количестве в изученных песчаниках присутствуют иллиты и смешанослойные минералы. Наличие иллит-монтмориллонита предполагается в раннедевонских (мансуровская толща) и ранне-среднедевонских (ирендыкская свиты) породах. В отдельных пробах, возможно, присутствует тосудит и К-ректорит. Следует отметить, что, кроме смешанослойности в системе иллит-хлорит [Дриц, Коссовская, 1990], фиксируется и чередование блоков диоктаэдрической слюды и триоктаэдрического хлорита размером от нескольких до нескольких десятков микрометров и крупнее, на что указывают данные микрозондового анализа. В результате сканирования через поле, заполненное слюдой и хлоритом, было зафиксировано чередование зон, отвечающее преобладанию того или другого минерала.

Чередование хлорита и иллита можно наблюдать и на фотографиях сколов в электронном микроскопе, главную роль в этом агрегате играет хлорит, его чешуи значительно крупнее и более идиоморфные. В то же время иллит менее распространен, пластинки его значительно тоньше и мельче, хотя количественно он уступает незначительно. Подобное взаиморасположение хлорита и иллита могло сформироваться при наличии в растворе как ионов Fe и Mg, так и K. Кроме того, еще А.Г. Коссовская с соавторами [1963] отмечала возможность трансформации биотита в хлорит и гидрослюду без образования вермикулита. Возможно, именно это явление мы здесь и наблюдаем.

В некоторых случаях по данным рентгенофазового анализа в рассматриваемых образцах можно предположить присутствие каолинита и диккита. Так, в рентгенограммах песчаников нижнего (мансуровская толща) и ниже-среднего (ирендыкская свита) девона проявляются пики, характерные для диккита, в образцах среднего девона (гадилевская толща) – каолинита и диккита, а в граувакках средне-верхнего (улутауская свита) и верхнего (зилаирская свита) девона – каолинита.

Присутствие слюд группы 1M отмечается в породах гадиливской (D_2) и мансуровской (D_1) толщ, в то время как в ирендыкских песчаниках (D_{1-2}) в некоторых случаях появляются пики слюд политипа $2M_1$.

Таким образом, по составу и характеру распределения глинистых минералов в цементе изученных граувакк, выделяются ассоциации: хлоритовая (в южноуральских песчаниках) и каолинит-гидрослюдистая (в зауральских песчаниках). Степень преобразования южноуральских пород изменчивая: улутауская (D_{2-3}) и зилаирская (D_3) свиты трансформированы до стадии начала позднего катагенеза, мансуровская (D_1) и гадилевская (D_2) – до позднего катагенеза, а ирендкская (D_{1-2}) – до начала метагенеза.

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

Литература

- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН. Вып. 465).
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с. (Тр. ГИН. Вып. 446).
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группы каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 6. С. 3–23.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 2. Группы смектитов, слюд, хлоритов и палыгорскит-сепиолитов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 3–16.
- Звягин Б.Б., Жухлистов А.П., Сидоренко О.В., Соболева С.В. Типоморфное значение особенностей кристаллических структур минералов // Высоковольтная электронография в исследовании слоистых минералов. М.: Наука, 1979. С. 195–215.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 63).
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Александрова В.А. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 2. С. 178–196.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Сравнительный анализ эволюции глинистых минералов в условиях гумидного и аридного литогенеза // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 965–977.
- Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
- Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Образование и миграция природных наночастиц в нефтяных пластах. Казань: Казан. гос. ун-т, 2009. 228 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Япаскurt О.В. Стадиальный анализ литогенеза. М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 1995. 142 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖСОЛЕВОГО ДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Бибикова Е.В.

*Филиал “Институт геологии”, Государственное предприятие “НПЦ по геологии”,
г. Минск, Республика Беларусь, e-mail: hd_oil@geologiya.by*

Важным направлением для моделирования процессов нефтегазообразования является теория нефтематеринских свит, связывающая образование нефти и газа с преобразованием рассеянного органического вещества животного и растительного происхождения [Архангельский, 1927; Губкин, 1932; Тиссо, 1981; Вассоевич, 1986]. На протяжении всего процесса изучения нефтегазоносных комплексов Припятского прогиба предпринимались попытки раскрыть основные моменты процессов нефтеобразования в Припятском прогибе. Исследователи широко использовали осадочно-миграционную гипотезу для моделирования процессов нефтегазообразования, что выразилось в локализации зон нефтегенерации и аккумуляции. [Бескопыльный, 2013]. Однако работа была проведена на уровне нефтегазоносных комплексов. В тезисах приводятся уточненные данные на основе пиролитического метода, позволяющие уточнить качество и степень преобразованности нефтематеринских отложений на уровне горизонта. Для моделирования процессов нефтегазообразования выявлены и оценены нефтематеринские породы с учетом разработанной автором классификации [Бибикова, 2021]. После локализации нефтематеринских отложений были использованы значения параметра T_{max} ($^{\circ}\text{C}$), полученные пиролитическим методом, структурные построения для уточнения верхней границы зоны нефтяного окна, данные испытаний и фильтрационно-емкостных свойств для обоснования латеральной и вертикальной миграции УВ из очага генерации в ловушку.

На Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала нефтегазоматеринские отложения с высокими поскважинными значениями параметров $C_{орг}$ и S_2 в межсолевых отложениях были выявлены на Заозерьевской, Кореневской (5.24 мг/г, 1.74%), Западно-Домановичской (12.65 мг/г, 87%), Цидовской (16.33 мг/г, 4.06%), Притокской (11.46 мг/г, 2.61%) и других площадях [Бибикова, 2024б]. Преобладающим типом ОВ на Цидовской, Притокской, Кореневской площадях является смешанный тип ОВ, преобладание континентального типа ОВ зафиксировано на Восточно-Дроздовской и Северо-Калиновской площадях в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени в зоне отмелей Припятского палеобассейна с глубинами менее 150 м по данным С.П. Микуцкого [Познякевич и др., 1997, с. 317, рис. 60]. По данным С.М. Обровец [2013] в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала выявлены 5 литолого-фациальных зон. Нефтематеринские породы низкого качества приурочены к литолого-фациальным зонам ЛФЗ-IV ЛФЗ-V, ЛФЗ-VI, ЛФЗ-VII вплоть до Лесецкого разлома в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени, а высокого качества – частично к ЛФЗ-VI на территории между разломами Лесецкий и Кореневский и ЛФЗ-VIII. В состав Северного ареала нефтегазообразования входит Червонослободско-Малодушинский доказанный очаг нефтегазообразования, включающий в себя 7 секторов [Бескопыльный, 2013]. Червонослободско-Малодушинский очаг нефтегазообразования характеризуется широким разбросом показателей T_{max} , которые варьируют в интервале 423–436 $^{\circ}\text{C}$, что отвечает согласно шкале Вассоевича степени преобразованности ОВ градации ПК₃-МК₁ [Вассоевич, 1986]. В пределах подножья Червонослободско-Малодушинской ступени была выделена зона генерации, приуроченная к Предборисовской зоне опускания. Отложения Предборисовской депрессии изучены пиролитическим методом и характеризуются максимальными показаниями параметра T_{max} (430–436 $^{\circ}\text{C}$), что связано с процессами генерации УВ. На террасе и гребне Червонослободско-Малодушинской ступени показания параметра T_{max} понижаются до 423–428 $^{\circ}\text{C}$. Для анализа зависимости значений параметра T_{max} от глубины были взяты данные пиролиза для тремлянско-петриковских отложений, т. к. в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени в кузьмичевско-тонежских

отложениях не было обнаружено нефтематеринских пород среднего качества, что связано с относительно мелководными условиями осадконакопления на данной территории. Исходя из вышесказанного, ОВ в отложениях гребневой зоны Червонослободско-Малодушинской ступени практически не преобразованы; в зоне подножия Червонослободско-Малодушинской ступени степень преобразованности ОВ нефтематеринских отложений с глубиной постепенно возрастает по направлению с запада на восток; в зоне уступов Речицко-Вишанской тектонической ступени степень преобразованности ОВ изменяется с глубиной хаотично. Нефтематеринские породы сосредоточены в зоне подножия и на террасе Червонослободско-Малодушинской ступени.

В Центральном ареале Припятского прогиба автором выявлены зоны, обогащенные ОВ в задонских и елецких отложениях. Площадь распространения зон с повышенным содержанием $C_{орг}$ увеличивается, и качество нефтематеринских пород улучшается вверх по разрезу межсолевых девонских отложений. Нефтегазоматеринские отложения с высокими поскважинными значениями параметров $C_{орг}$ и S_2 в межсолевых отложениях были выявлены на Копаткевичской (6.53 мг/г, $C_{орг}$ 1.3%), Комаровичской (15–27 мг/г, $C_{орг}$ 3.6–3.9%), Северо-Комаровичской (6.5 мг/г, $C_{орг}$ 1.3%), Савичской (19 мг/г, $C_{орг}$ 2.69%), Каменской (7.21–30.0 мг/г, $C_{орг}$ 3.3–5.2%), Западно-Шестовичской (50 мг/г, $C_{орг}$ 5.66%) площадях [Бибикова, 2024а]. На С-Каменской площади параметр S_2 равен 30 мг/г, на Западно-Каменском участке уменьшается до 7.2 мг/г. На территории Туровской депрессии, Копаткевичской (Копаткевичский мыс) и Северо-Комаровичской (Северо-Комаровичский мыс) площадей сформировались нефтематеринские породы низкого качества. На Каменской, Комаровичской, Савичской, Северо-Шестовичской площадях сформировались нефтематеринские породы среднего и высокого качества. Нефтематеринские породы низкого качества приурочены к литолого-фациальным зонам ЛФЗ-IX и ЛФЗ-X, частично ЛФЗ-VIII, а высокого качества – к ЛФЗ-XI, ЛФЗ-XII, ЛФЗ-VIII [Обровец, 2013]. Уменьшение параметра S_2 до 6 мг/г в нефтематеринских породах на Копаткевичской площади (ЛФЗ-X) связано изменением типа ОВ, а для Каменской площади (ЛФЗ-XII) уменьшение параметра S_2 до 7 мг/г – с влиянием турбидитовых потоков из Южного района [Обровец, 2008]. Для анализа степени преобразованности ОВ использованы данные Л.Ф. Ажгиревич по отражательной способности витринита R_a , пересчитанные на R_0 согласно ГОСТу 21489-76, и показатели температур максимального выхода УВ T_{max} (°C), пересчитанные на R_0 согласно формуле D.M. Jarvie для Barnett Shale [Матиасик, Лесьняк, 2012]. Выявлена зависимость параметра T_{max} (°C) от глубины для ОВ второго и первого типа. Западная агенерационная область Припятского нефтегазозносного бассейна характеризуется значениями расчетного параметра R_0 в интервале 0.35–0.45, что отвечает согласно шкале Вассоевича степени преобразованности ОВ градации ПК₂-ПК₃ [Вассоевич, 1986]. Предчервонослободская депрессия Азерецко-Хобнинского очага характеризуется максимальными показаниями параметра R_0 (0.8), что, вероятно, связано с зоной генерации УВ. Максимальные значения параметра R_0 для Петриковско-Хобнинской зоны осевых погруженных выступов и периклиналей получены в Приосевом секторе (0.8%).

В Южном ареале на основании проведенных исследований установлено, что для межсолевых отложений в пределах литолого-фациальных зон ЛФЗ-XXII на террасе Буйновичско-Наровлянской ступени, ЛФЗ-XV в гребневой части ступени, ЛФЗ-XXIII в Симоновичско-Аравичской региональной зоне локальных поднятий Южно-Припятского сбросо-блокового уступа смена условий осадконакопления приводит к изменению геохимических показателей качества нефтематеринских пород $C_{орг}$, H , S_2 [Бибикова, 2024в]. Наиболее благоприятными условиями для накопления и сохранения ОВ является территория ЛФЗ-XXII на террасе и в условиях подножия Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени. В условиях Южно-Припятского сбросо-блокового уступа, для которого характерны литолого-фациальные зоны мелководные с терригенным обломочным материалом, качество нефтематеринских пород понижается до среднего и низкого. Для ОВ I и II типа отмечается слабая зависимость параметра от глубины для Наровлянско-Ельской тектонической ступени [Обровец, 2020]. На основе проведенного анализа геохимических данных выявлена небольшая по площади зона генерации УВ, которая охватывает задонские отложения в условиях подножия и террасы Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени.

Таким образом, качественные и количественные характеристики нефтематеринских пород изменяются как вертикально по разрезу, так и по площади с учетом доминирующих литолого-

фациальных условий. Наименьшие показатели геохимических параметров связаны с литолого-фациальными зонами, которые развивались в прибрежных мелководных условиях либо связаны с привнесом терригенных пород на территорию бассейна, в связи с чем формируются нефтематеринские породы низкого качества. В условиях карбонатно-глинистого накопления осадка при палеоглубинах более 200 м условия накопления и захоронения ОВ в породе улучшаются, формируются нефтематеринские породы высокого качества. Содержание $C_{орг}$ в породах межсолевого комплекса увеличивается вверх по разрезу межсолевой девонской толщи. Степень преобразованности ОВ в породах межсолевых девонских отложений повышается в зонах подножий тектонических ступеней, где формируются зоны генерации углеводородов: для Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала – это Предборисовская зона опусканий, для Центрального ареала – это Предчервонослободская депрессия и зона Приосевого сектора, для Южной зоны – это зона подножия и террасы Наровлянско-Ельской тектонической ступени.

Литература

- Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Совет. Нефт. Пром., 1927. 183 с.
- Бескопыльный В.Н. Районирование по условиям нефтегазообразования подсолевого и межсолевого комплексов Припятского нефтегазоносного бассейна. Гомель-Минск, 2013. 184 с.
- Бибикова Е.В. Нефтематеринские породы нижнефаменских отложений девона центрального ареала припятского прогиба // Часть 3. Цифровая реальность в геодезии, картографии и дистанционном зондировании земли. Проблемы геологии / Мат-лы I Белорус. геол. конгр. к 90-летию факультета географии и геоинформатики Белорусского географ. фак-та и 70-летию Белорусского географ. общ-ва. Минск: БГУ, 2024а. С. 239–244.
- Бибикова Е.В. Нефтематеринские породы нижнефаменских отложений девона Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала Припятского прогиба // Тенденции и проблемы развития наук о Земле в современном мире / Мат-лы II Междунар. науч.-практ. конф. Гомель: ГГУ, 2024б.
- Бибикова Е.В. Особенности формирования нефтематеринских и углеводородсодержащих межсолевых отложений в западной части Южного района Припятского прогиба // Литасфера. 2021. № 1(54). С. 111–120.
- Бибикова Е.В. Процессы формирования нефтематеринских и углеводородсодержащих пород в нижнефаменских отложениях центральной части Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени Припятского прогиба // Литасфера. 2024в. № 1(60). С. 102–113.
- Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. С. 10–39.
- Губкин И.М. Учение о нефти. М.-Л.: ОНТИ НТКП СССР, 1937. 458 с.
- Матиасик И., Лесьняк Г. Геохимические и петрофизические свойства пород, образующих месторождения типа Shale Gas // Потенциал добычи горючих / Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. Гомель: ОАО “Послепечат”, 2012. С. 200–207.
- Обровец С.М. Литолого-фациальное районирование отложений межсолевого комплекса Припятского прогиба – основа прогнозирования литологически ограниченных залежей углеводородов // Литасфера. 2013. № 2. С. 90–101.
- Обровец С.М. Терригенный седиментогенез в бассейне Припятского палеорифта раннефаменского возраста и его роль в формировании литологических ловушек нефти // Актуальные проблемы геологии Беларуси и смежных территорий / Мат-лы Междунар. науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рождения академика Национальной академии наук Беларуси А.С. Махнач. Минск: РУП БелНИГРИ, 2008. С. 199–206.
- Познякевич З.Л. и др. Распределение рассеянного органического вещества и битумоидов в осадочном чехле // Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы: к 70-летию БелНИГРИ. Минск: Беларуская навука, 1997. С. 310–327.
- Тиссо Б. Образование и распространение нефти. М.: Изд-во Мир, 1981. 501 с.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НЕПСКИЙ СВОД, НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ АНТЕКЛИЗА)

Бояршинова М.Г., Мартынюк Е.В., Неделько О.В., Калина Р.И.

ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: mgboyarshinova@tnnc.rosneft.ru

Терригенные отложения непской свиты являются основным объектом разработки Верхнечонского нефтегазоконденсатного месторождения. Терригенная толща характеризуется сложным неоднородным строением, обусловленным стратиграфическими особенностями строения разреза, фациальной изменчивостью отложений по разрезу продуктивных пластов и по площади, а также неравномерным развитием вторичной минерализации [Гурова и др., 1988; Постников и др., 2019; Воробьев и др., 2023].

Верхнечонское месторождение расположено в центральной части Непского свода Непско-Ботуобинской антеклизы, являющейся одной из наиболее изученных и в то же время одной из наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении территорий Восточной Сибири. Непская свита на изучаемой площади соответствует непскому горизонту вендской системы верхнего протерозоя и выделяется в объеме ниже- и верхненепской подсвит, аналогами которых на соседних территориях являются курсовская, ванаварская, хамакинская свиты, нижняя часть паршинской свиты и талахская пачка [Мельников, 2018]. Отложения свиты со стратиграфическим несогласием залегают на кристаллических и измененных породах фундамента и характеризуются изменением толщины от 58.32 м в юго-восточной части месторождения до 16.57 м в северо-западной (по скважинам с керном), что связано как с существующим к началу непского времени палеорельефом, так и с эрозиями накопленных осадков в периоды перерывов в осадконакоплении.

На месторождении выделяется три продуктивных пласта: В13 (ВЧ2) и В11 – в рамках нижненепской подсвиты, В10 (ВЧ1) – верхненепской. Наличие и характер пустотного пространства пород непской свиты контролируется не только фациальной принадлежностью, но и постседиментационными преобразованиями [Гурова и др., 1988; Коновальцева, 2010]. В работе представлены результаты седиментологического и литолого-петрографического изучения терригенных пород непской свиты Верхнечонского месторождения с точки зрения выявления основных факторов, определяющих наличие, структуру и характер распределения пустотного пространства пород.

По данным седиментологического анализа разрез подсвит характеризуется трансгрессивным строением. Отложения нижненепской подсвиты развиты не повсеместно, их отсутствие отмечается в северо-западной части, и в различном объеме, что обусловлено эрозионным срезанием в кровле подсвиты. Наиболее полный разрез представлен комплексом фаций аллювиальных фэнов, приливно-отливных равнин и заливов. Породы верхненепской подсвиты, вскрытые во всех скважинах, формировались в обстановках аллювиальной равнины, приливно-отливной равнины и шельфа.

В рамках комплексного анализа результатов седиментологических, петрографических, минералогических и петрофизических исследований кернового материала по 41 скважине (более 1350 м керна) по продуктивным пластам Верхнечонского месторождения были определены основные фации, являющиеся потенциальными коллекторами. К ним можно отнести отложения проксимальной и медиальной части аллювиальных фэнов (В13), распределительных каналов дистальной части аллювиальных фэнов (В13), приливно-отливных каналов (В13), песчаной косы (В11), флювиальных каналов со сплетающимся типом русел (В10). Как отмечалось ранее, тип, размер, количество и характер распределения пустотного пространства пород во многом определяется их фациальной приуроченностью, то есть литолого-петрографическими особенностями, обусловленными условиями седиментации. К ним в первую очередь относятся вещественный состав и текстурно-структурные признаки, такие как размерность зерен, степень

сортировки (гранулометрические показатели), окатанность, характер структур зерновых контактов, а также присутствие седиментационных глинистых цементов.

Ниже приведена краткая характеристика основных параметров фаций, слагающих продуктивные пласты, и соответствующие им петрофизические показатели для разностей пород, не подвергшихся вторичным изменениям.

Фации медиальной и проксимальной части аллювиальных фэнов (АФмп) сложены преимущественно песчаниками разномелкозернистыми гравистыми и гравийными, реже гравелитами, неяснослоистой и однородной текстуры, редко слоистыми за счет распределения минералов тяжелой фракции – циркон, монацит, ильменит (толщина фации – до 9.0 м). По минеральному составу, по (В.Д. Шутову, 1967), породы классифицируются как аркозы (содержание полевого шпата, далее ПШ, варьирует от 26.0 до 42.0%), редко полевошпат-кварцевые (ПШ – 8.4–24.0%) и граувакковые аркозы (ПШ – 35.0–40.0%). Зерна имеют угловатую до окатанной форму, прямолинейные и точечные зерновые контакты, плохую и очень плохую, реже среднюю сортировку. Для фаций характерно присутствие седиментогенного глинистого цемента порового, реже пленочного типа с содержанием не выше 5%, имеющего неравномерное распределение. Пустотное пространство представлено часто несвязанными межзерновыми и, в меньшей степени, внутризерновыми (результат частичного растворения полевошпатовых зерен и каркасных обломков пород) порами от тонкой до каверновой размерности (с преобладанием от 0.01 до 0.5 мм), в основном неравномерного (пятнистого) распределения. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 2.6\text{--}25.0\%$ с преобладанием 10.0–20.0%, $K_{пр} = 0.015\text{--}8572.930$ мД с преобладанием 100–1000 мД (198 определений).

Фации дистальной части фэнов (АФд) сложены чередованием алевритов мелко-крупнозернистых песчаных глинистых и различных литологических типов песчаников (толщина фации – до 9.0 м). Сформировавшиеся в пределах распределительных каналов песчаники в основном разномелкозернистые гравистые/гравийные и средне-грубо-крупнозернистые, с пологонаклонной, пологоволнистой, реже крупной косой слоистостью. По минеральному составу породы классифицируются как полевошпат-кварцевые (ПШ – 9.7–23.6%) и аркозы (ПШ – 25.1–37.0%). Обломки от угловатых до окатанных с разнообразным типом зерновых контактов (от точечных до выгнуто-вогнутых). Сортировка пород плохая, реже средняя. Отмечается редкий глинистый цемент пленочного и порового типа. Поры несвязанные между собой, реже связанные, межзерновые и редкие внутризерновые, от тонкой до крупной размерности, с редкими кавернами, от относительно равномерного до неравномерного (пятнистого) распределения. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 3.5\text{--}27.0\%$ с преобладанием 10.0–15.0%, $K_{пр} = 0.203\text{--}11\ 263.602$ мД с преобладанием 10–1000 мД (477 определений).

Песчаные отложения приливно-отливных каналов (ПОК) состоят преимущественно из зерен средней, мелкой и тонкой псаммитовой размерности, иногда наблюдается значительное содержание крупнопсаммитовой фракции (толщина фации – до 9.37 м). Слоистость пород – пологонаклонная, пологоволнистая, мелкая и крупная косая, часто подчеркнута микрослойками глинисто-алевритового материала. Достаточно часто отмечается присутствие глинистых интракластов. По минеральному составу породы классифицируются как полевошпат-кварцевые (ПШ – 4.9–24.3%), редко аркозы (ПШ – 26.7–32.0%). Окатанность зерен определяется составом породообразующих компонентов и изменяется от слабой до хорошей. Характерно наличие выпукло-вогнутых и прямолинейных, реже точечных структур межзерновых контактов. Сортировка хорошая, реже средняя. Поры часто несвязанные между собой, межзерновые, редко внутризерновые, по размерности – тонкие и мелкие, относительно равномерно распределены по породе. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 2.3\text{--}26.4\%$ с преобладанием 10.0–20.0%, $K_{пр} = 0.017\text{--}4288.900$ мД с преобладанием значений 10–1000 мД (673 определений).

Фации песчаной косы (Кп) встречаются в единичных скважинах юго-восточной части территории и имеют незначительные толщины (до 4.5 м). Представлены песчаниками мелко-тонко- и тонко-мелкозернистыми алевритистыми и алевритовыми, с мелкой косой слоистостью или однородной текстуры. По минеральному составу породы классифицируются как полевошпат-кварцевые (ПШ – 10.1–16.0%). Зерна имеют слабо- и плохо-, реже окатанную форму, что объясняется минеральным составом породообразующих компонентов (высокое содержание

пластичных обломков пород, присутствие слюдистого материала и ПШ – в совокупном содержании до 50% породы). Для пород характерны прямолинейные и выпукло-вогнутые структуры зерновых контактов, хорошая сортировка. Из седиментационных цементов отмечается глинистый материал пленочного и порового типа. Пустотное пространство представлено преимущественно несвязанными межзерновыми порами тонкого и мелкого размера, равномерно распределенными по породе. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 8.5\text{--}12.9\%$, $K_{пр} = 0.112\text{--}70.886$ мД (36 определений).

Фации флювиального канала (ФК) со сплетающимся типом русел – это преимущественно песчаники разномерные с преобладанием зерен средней, крупной и грубой размерности, с различным содержанием гравийного материала (до гравистых) (толщина фации – до 9.48 м). Среди текстур преобладают крупная косая, пологонаклонная и субгоризонтальная слоистость. По минеральному составу породы классифицируются как полевошпат-кварцевые (ПШ – 6.9–24.8%), редко аркозы (ПШ – 26.1–33.0%). Породы сложены зернами от угловатых до окатанных форм, с прямолинейными и точечными, реже выпукло-вогнутыми типами контактов, от плохой до хорошей степени сортировки, что обусловлено как характером слагающих их частиц, так и особенностями седиментации. Встречаются как связанные, так и несвязанные поры межзернового, иногда внутризернового типа, от микро- до каверновой размерности, относительно равномерно распределенные по породе. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 2.3\text{--}26.4\%$ с преобладанием 10–20%, $K_{пр} = 0.017\text{--}4288.9$ мД с преобладанием 10–1000 мД (1296 определений).

В подошвенной части флювиальных каналов часто встречаются маломощные (до 3.8 м) песчано-гравийные отложения, обладающие отличными литологическими характеристиками, – гравелиты и песчаники разномерные гравистые и гравийные, неяснослоистые и пологонаклоннослоистые. По минеральному составу породы классифицируются как полевошпат-кварцевые (ПШ – 8.7–18.2%), реже аркозы (ПШ – 26.6–31.0%). Зерна от угловатой до окатанной формы, с точечными и прямолинейными, редко выпукло-вогнутыми контактами, плохой и средней степени сортировки. Поры связанные и несвязанные, межзерновые и редкие внутризерновые, от микро- до каверновой размерности. Фильтрационно-емкостные характеристики: $K_p = 3.2\text{--}23.9\%$ с преобладанием 10–20%, $K_{пр} = 0.056\text{--}10\,757.927$ мД с преобладанием 10–1000 мД (119 определений).

При существующих благоприятных фациальных предпосылках наличие коллектора в пределах непской свиты Верхнечонского месторождения будет определяться особенностями развития вторичной минерализации пород. По результатам петрографических, минералогических (РСА, РФА, РЭМ) и седиментологических исследований были отмечены такие основные процессы как регенерация, карбонатизация, сульфатизация и хлоридизация.

Имеющиеся данные количественных методов не в полной мере характеризуют терригенную толщу по площади и разрезу, что определяется частотой, равномерностью отбора образцов, а также неравномерностью проявления постседиментационных преобразований (послойная, пятнистая цементация). Поэтому для изучения вторичного минералообразования в ходе описания керна для каждой слоевой единицы давалась качественная оценка содержания вторичных минералов с опорой на результаты лабораторных методов (0 – отсутствуют, 1 – слабо проявлены, 2 – средне проявлены, 3 – интенсивно проявлены).

Регенерации подвержены практически все кварцевые зерна, и в половине случаев полевошпатовые. Содержание регенерационного цемента обычно не превышает 3.5%, редко достигает 5.0% (в гравийно-песчаных отложениях аллювиальных фэнов и флювиальных каналов). Процесс развит повсеместно, слабо проявлен и практически не влияет на фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород.

Карбонатизация представлена кальцитом, доломитом, реже сидеритом и встречается в их различных сочетаниях – от мономинерального цемента до присутствия всех трех компонентов в цементе. Зафиксирована зональность в распространении карбонатных минералов по территории месторождения – от кальцитового цемента на севере и северо-западе до смешанного на юго-востоке. Процесс носит неравномерный, часто мелкопятнистый характер выполнения межзернового пространства. На микроуровне карбонатный материал зачастую агрегатного строения, редко образует отдельные кристаллы гипидиоморфной и идиоморфной (доломит) формы. В целом,

развит повсеместно и слабо проявлен, средние содержания обычно составляют менее 5.0%, редко превышают 15%. Соответственно, в масштабах месторождения карбонатизация оказывает незначительное влияние на ФЕС.

Сульфатизация в керне отмечается как в виде вторичных цементов неравномерного распределения (от мелкопятнистого до послойного), так и в виде редких линз и стяжений сульфатов в верхней части пласта В10, образование которых связано с ранним диагенезом. В шлифах отмечается ангидрит, реже гипс, который в зависимости от формы проявления частично (призматические кристаллы) или полностью (агрегатное строение) выполняет пустотное пространство пород. Процессы сульфатизации тяготеют к породам, обладающим наиболее высокой первичной емкостью (фации ФК, АФмп), или при неравномерном проявлении – к зонам с наибольшими гранулометрическими показателями. По керну – от полного отсутствия до интенсивного проявления (по данным РСА до 30%, ед. до 46%), приуроченного к скважинам южной и юго-восточной части месторождения. Следует отметить, равную степень проявления процесса по всему разрезу непской свиты. То есть если породы интенсивно сульфатизированы в верхненепской подсвите, то в такой же степени они будут подвержены процессу и в нижненепской подсвите. Процессы сульфатизации играют значительную роль на формирование коллектора и уже при содержаниях более 10% могут снижать емкостные показатели пород. Однако, при отсутствии других вторичных минералов и неравномерной цементации может сохраняться высокая продуктивность палеоколлектора.

Хлоридизация на макроуровне определяется как цемент равномерного и полосчатого распределения. В шлифах диагностируется как сплошные кристаллические массы галита, залечивающие все имеющиеся пустоты на участках локализации. Данный процесс приурочен к наилучшим палеоколлекторам (фации ФК, АФмп). По степени проявления также отмечается от полного отсутствия до интенсивной галитизации (по данным РСА до 35%, ед. до 46%), развитой по площади в виде вытянутых областей, связанных с разломами северо-западного простирания. Более высокие содержания галита наблюдаются в верхненепской подсвите, что объясняется вертикальной миграцией рассолов из вышележащего сульфатно-галогенно-карбонатного комплекса кембрийского возраста. Галитизация по характеру своего проявления является одним из основных процессов и при содержаниях от 5% значительно ухудшает ФЕС пород.

Таким образом, при прогнозе распространения пород-коллекторов непской свиты должны учитываться два основных фактора – это фациальное строение продуктивных пластов и особенности проявления вторичной минерализации пород. В зависимости от генезиса существуют определенные закономерности распространения песчаных и гравийно-песчаных тел, являющихся потенциальными коллекторами. Постседиментационные изменения на Верхнечонском месторождении имеют локальное распространение, связанное с тектоническими элементами, и характеризуются различной степенью интенсивности как по разрезу, так и по удаленности от дизъюнктивов (основных зон миграции минерализованных растворов).

Литература

- Воробьев В.С., Хуснитдинов Р.Р., Зверев К.В. и др. Фациальная модель пласта В13 непской свиты венда и ее использование при формировании программы ГРП. ПРОНЕФТЬ // Профессионально о нефти. 2023. Т. 8. № 4. С. 87–98. <https://doi.org/10.51890/2587-7399-2023-8-4-87-98>
- Гурова Т.И., Чернова Л.С. и др. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1988. 251 с.
- Коновальцева Е.С. Вторичные процессы в породах-коллекторах продуктивных отложений Ярактинского месторождения // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2010. № 5. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/18_2010.pdf
- Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С. и др. Эволюция процессов минералообразования в терригенных породах раннего венда Непско-Ботубинской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 1. С. 31–43.

ОСОБЕННОСТИ СИДЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ГЛИНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: VakylenkoLG@ipgg.sbras.ru*

А.В. Македонов, обсуждая эволюцию конкрециеобразования, отмечал появление сидеритовых конкреций в докембрии, неравномерное развитие их в фанерозое с максимумами сидеритообразования в раннем карбоне, поздней перми, минимумом в раннем триасе и новыми максимумами в мезозое и кайнозое. Присутствие сидерита в глинисто-терригенных толщах разного возраста зафиксировано в многочисленных публикациях [Тимофеева, 1963; Феофилова, 1972; Гаврилов, 1982; Ветошкина, 2006; и др.], при этом сохраняется дискуссионность его генезиса, с превалярованием в последние десятилетия точки зрения на ведущую роль биохимических процессов. В целом, комплекс условий, отмечаемый исследователями для формирования сидерита, следующий: высокая скорость седиментации, насыщенности осадков органикой, нейтральные или слабо щелочные значения рН (до 7.2–7.6), обстановка восстановительная, от пресной до опресненно-солончатой, повышенная концентрация ионов Fe^{2+} в иловых водах.

В юрско-нижнемеловом разрезе Западной Сибири среди аутигенных минералов, формировавшихся на постседиментационных этапах, карбонаты играют ведущую роль. Однако, результаты исследования сидеритовой минерализации, по сравнению с кальцитовой и более редкой доломитовой, появляются очень редко. В то же время, заметное развитие, а часто и преобладание сидерита в глинистых породах дает возможность использовать его химический и изотопный состав, а также соотношение его с пиритом при реконструкции условий формирования вмещающих отложений, а также при стадийном анализе. По оценке [Недоливко и др., 2001] среди диагенетических карбонатов юрских глинистых пород сидерит составляет от 74 до 90%. В процессе собственных многолетних исследований, а также анализируя опубликованные работы [Перозио, Мандрикова, 1967; Перозио, 1971; Баженов и др., 1994; и др.], мы отмечали сидеритовую минерализацию в разнофациальных отложениях разных интервалов юрского и нижнемелового разреза, проявленную на большей части Западной Сибири. Наибольшее развитие она получила в отложениях континентального и переходного (дельтового, заливно-лагунного) типов, с характерной для разрезов различной степени угленосности.

Формы проявления сидеритовой минерализации в породах довольно разнообразны. В алеврито-песчаных породах сидерит пелитоморфный, участками слабо перекристаллизован до микро-, иногда тонкокристаллического. Встречается в основном в виде сгустков и пятен в цементе, формируя поровый, редко пленочный типы. Часто он концентрируется послойно, обычно совместно с растительным детритом, образуя фитоморфозы по отдельным фрагментам, псевдоморфозы по биотиту, кроме того, развивается по некоторым литокластам (обломкам сланцев, алеврито-глинистых пород, эффузивов). Содержание сидерита в цементе алеврито-песчаных пород варьирует от долей % до 7–10%, редко увеличиваясь до 25–30%.

Более характерен и разнообразен сидерит в глинистых породах. Самый распространенный пелитоморфный, реже микрокристаллический сидерит, кроме сгустков и пятен, формирует пластовые тела мощностью до 0.1–0.2 м, конкреции разнообразной формы и размеров, а также фитоморфозы. Сидерит отмечался также в виде округлых микроглобулек размером 0.01–0.03 мм, различного строения: у одних – большое, практически непрозрачное темное ядро и узкая светлая оболочка, у других – небольшое, слабо выраженное ядро и светлая оболочка. Подобные образования могут являться биоморфными структурами, аналогичными описанным в сидеритах Русской плиты, Приуралья, Северного Вьетнама [Ветошкина, 2006; Гептнер и др., 2016; Антошкина и др., 2017; и др.]. Объясняя их генезис, исследователи подчеркивают роль микробиальной деятельности, однако, для Западно-Сибирского бассейна этот вопрос требует дальнейшего изучения. Кроме того, в глинистых

толщах отмечаются выделения сидерита в виде сферолитов, как минимум, двух разновидностей. Первая разновидность аналогична охарактеризованной Г.Н. Перозио под названием “яснозернистый сферолитовый сидерит II генерации (двух- и трехлепестковые образования, брусочки, снопики)”. Вторая разновидность встречена на некоторых уровнях юрского разреза и представлена округлыми сферолитами песчаной размерности (от 0.1–0.2 до 0.5–0.7 мм), с хорошо выраженной радиально-лучистой структурой. Подобный сидерит описан у томских исследователей [Пешехонов, 1975; Баженов и др., 1994].

Проявления сферолитов сидерита, называемых в зарубежных публикациях “сферосидериты”, рассмотрены в целом ряде работ [Феофилова, 1972; Ludvigson et al., 1998; Ufnar et al., 2004; Krajewski et al., 2010; и др.], содержащих данные по их минералогическому, геохимическому, изотопному составу, а также выводы по условиям и обстановкам формирования. Сферосидериты приурочены преимущественно к глинистым почвенным горизонтам заболачивающихся континентальных обстановок, реже приливного побережья. Они формируются в раннем диагенезе в восстановительных условиях, при активном участии метеорных вод. Данные по составу изотопов кислорода сферосидеритов используются при реконструкции палеоклимата. По химико-минералогическому составу сферосидериты наиболее чистые – обогащены железом, с минимальным содержанием примесей. В случаях повышения степени замещения Fe^{2+} на Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} говорят о смешивании метеорных и морских вод.

Авторы тезисов вслед за большинством исследователей считают, что сидеритовая минерализация приурочена в основном к стадии диагенеза, при этом по [Гаврилов, 1982] время его образования (ранний или поздний диагенез) зависит от конкретной геологической обстановки. В раннем-среднем катагенезе формируется тонкокристаллический ромбоэдрический (округленно-ромбоэдрический, неправильно-ромбоэдрический, удлинено-ромбоэдрический, называемый рисовидным или овсяным) сидерит в аргиллитах и песчаниках, а также развивающийся по биотиту и некоторым литокластам. Есть и дискуссионные моменты по генезису некоторых форм западно-сибирского сидерита. В частности [Баженов и др., 1994; Недоливко и др., 2001; и др.], отмечают проявления наложенных эпигенетических сидеритов, образующихся в зоне влияния залежей УВ, а [Коробов, Коробова, 2014; Зубков, 2016; и др.] отводят ведущую роль гидротермальным процессам.

Генезис сидерита определяет его состав, характеризующийся значительным диапазоном содержания изоморфных примесей Са, Mg, Mn. Уже в работах Г.Н. Перозио было показано, что диагенетические генерации Fe карбоната представлены сидеритом и Са-сидероплезитом (повышенное содержание Mn), а более поздние генерации характеризуются частым замещением Fe^{2+} на Ca^{2+} , Mg^{2+} и Mn^{2+} и формированием Са и Mn-Са-сидероплезитов и Са-пистомезитов. Томские исследователи, детально изучавшие карбонаты в юрских отложениях юго-востока Западной Сибири, установили [Недоливко и др., 2001], что среди диагенетических сидеритов глинистых пород развиты Са-Mn- и Са-сидероплезиты и сидеродоты. В песчаниках развит диагенетический сидероплезит с повышенными по сравнению с глинистыми породами содержаниями Mg и пониженными – Са и Mn. Незначительно проявленный катагенетический сидерит представлен пистомезитом (обогащен Mg). В зонах влияния залежей УВ в процессе наложенного эпигенеза в глинистых породах формируется манганосидерит, а в песчаниках пистомезит. Результаты выполненного нами небольшого объема изотопно-геохимических исследований сидеритов, а также изучения их на сканирующем микроскопе с энергодисперсионным спектрометром приведены в [Вакуленко и др., 2023]. По составу соляно-кислотных вытяжек, определенных методом ICP-MS в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, прибрежно-морские сидериты (верхи тюменской, низы васюганской свиты) обогащены Са и Mg и относятся к сидероплезитам – сидеродотам ($FeCO_3$ – 63–75%). В континентальных и субконтинентальных сидеритах (урманская, тогурская, тюменская свиты) содержание примесей значительно снижается ($FeCO_3$ – 78–91%). Наиболее чистый сидерит слагает сферолитовые агрегаты в глинистых породах тогурской свиты. При более детальном изучении выделенных структурно-морфологических генераций сидерита было показано различие их по составу [Вакуленко и др., 2023].

Очень немногочисленны опубликованные данные с изотопным составом углерода и кислорода сидеритов. В первых публикациях, рассмотревших результаты изотопных исследований западно-

сибирских сидеритов [Галимов, Мазур, 1972], было отмечено, что сидериты отличаются от других карбонатов более высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и более широким диапазоном их изменений, что делает их чувствительным индикатором условий формирования. Результаты наших исследований (аналитик А.Н. Пыряев) демонстрируют довольно заметную разницу изотопного состава разнофациальных сидеритов. Прибрежно-морские сидериты характеризуются утяжеленным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O} - 22.3 \dots 24.4\%$ SMOW), отличающим их от континентальных и субконтинентальных ($\delta^{18}\text{O} - 13.5 \dots 17.6\%$). Наиболее облегчен по углероду сидерит, образующий псевдоморфозы по обильным остаткам корней растений в глинистых породах ($\delta^{13}\text{C} - -8.7\%$), что свидетельствует о значительном участии органической углекислоты при его формировании. В прибрежно-морских сидеритах отмечены незначительные вариации $\delta^{13}\text{C}$ – от -1.7 до -0.2% , что соответствует их формированию в морском бассейне в раннем диагенезе. Для континентальных и субконтинентальных сидеритов характерно небольшое утяжеление изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C} - 0.2 \dots 5.5\%$), с максимальным показателем для сферолитовых сидеритов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0007).

Литература

- Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н., Валяева О.В. Генезис сидеритовых конкреций из терригенной толщи нижнего карбона на Приполярном Урале // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 2. С. 130–144.
- Баженов В.А., Недолишко Н.М., Симанова И.Г. Вторичное минералообразование в покрывках месторождений УВ // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 61–66.
- Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А. Сидерит в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири // Литогенез и минералогия осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Воронеж, 2023. С. 52–56.
- Ветошкина О.С. Сидерит мезозойских отложений Нижневычегодской впадины / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2006. 20 с.
- Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 1982. 100 с.
- Галимов Э.М., Мазур В.М. Связь изотопного состава углерода сидеритов с фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны // Изв. ВУЗов. 1972. № 10. С. 26–32.
- Гептнер А.Р., Петрова В.В., Фан Донг Фа, Нгуен Хуан Хуэн, Ле Тхи Нгинь. Пластовые сидериты пресноводных неогеновых отложений Вьетнама // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 2. С. 150–167.
- Зубков М.Ю. Тектоно-гидротермальные процессы в юрских отложениях Западно-Сибирского бассейна // Горные ведомости. 2016. № 9. С. 30–56.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Флюидодинамический режим рифтогенных бассейнов и сопряженный эпигенез – ключ к прогнозу продуктивных коллекторов чехла // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 4. С. 29–38.
- Недолишко Н.М., Жуковская Е.А., Баженов В.А. Карбонаты в юрских отложениях юго-восточной части Нюрольской впадины (Томская область) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 491–501.
- Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 159 с.
- Перозио Г.Н., Мандрикова Н.Т. Геохимия малых элементов в карбонатный этап начального эпигенеза // Вопросы литологии и геохимии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967. С. 102–114.
- Пешехонов Л.В. К характеристике текстурно-структурных особенностей юрских сидеритов как возможных индикаторов степени диагенеза (на пример нефтегазоносных отложений Томской области) // Изв. Томского политехн. ин-та. 1975. Т. 297. С. 50–53.
- Тимофеева З.В. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 88–107.
- Феофилова А.П. Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбонатовых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 5. С. 67–74.
- Krajewski K.P., Gonzhurov N.A., Laiba A.A., Tatur A. Early diagenetic siderite in the Panorama Point Beds (Radok Conglomerate, Early to Middle Permian), Prince Charles Mountains, East Antarctica // Polish Polar Res. 2010. V. 31. No. 2. P. 169–194.
- Ludvigson G.A., González L.A., Metzger R.A., Witzke B.J., Brenner R.L., Murillo A.P., White T.S. Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology // Geology. 1998. V. 26. No.11. P. 1039–1042.
- Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A., Brenner R.L., Witzke B.J. Diagenetic overprinting of the sphaerosiderite palaeoclimate proxy: Are records of pedogenic groundwater $\delta^{18}\text{O}$ values preserved? // Sedimentology. 2004. V. 51. P. 127–144.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГАЗО-ФЛЮИДНОЙ РАЗГРУЗКИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗОВСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

Глазырин Е.А., Глазырина Н.В.

АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: eaglazyrin@mail.ru

Исследования последних десятилетий морского дна с относительно мощным чехлом донных отложений показали широкое распространение холодной газо-флюидной разгрузки (далее просто разгрузки) различного генезиса. Данные разгрузки воздействуют на донные осадки, как на структурно-текстурном уровне, так и на вещественном. В соответствии с [Беленицкая, 2012] они относятся к флюидному седиментогенезу. Нередко разгрузки создают характерные формы рельефа на морском дне (суффозионные воронки, грязевые постройки, бугры, биогермы и пр.), продуцируют специфичные биоценозы. Между тем, следы разгрузок в древних (литифицированных) морских отложениях (породах) распознаются реже. Это может быть связано с несколькими причинами:

- относительно слабая изученность разгрузок и их производных, признаков палеоразгрузок;
- затруднение в распознавании за счет скрытого, слабозаметного структурно-вещественного отражения разгрузки в породе;
- конвергентность с производными других процессов, например, декливиальных, гидротермальных, тектонических и пр.

Наиболее известными и изученными примерами разгрузки служат подводный грязевой вулканизм и метановая разгрузка (метановые сипы) различного происхождения. Среди подводного грязевого вулканизма выделяется минимум три генетических типа, различающиеся структурно-тектонической локализацией и характером структурно-вещественных производных – классический, серпентинитовый (голубосланцевый) и газогидратный (за счет разложения газогидратов). Отличительные признаки их разгрузки даны ранее [Глазырин, 2023].

Метановые сипы имеют различное происхождение. Они могут быть связаны, например, с разложением газогидратов, миграцией из газовых залежей по зонам проницаемости, высвобождением диагенетической загазованности по оползневым срывам, периодическим прорывом диагенетических газов при превышении внутриворонного (внутрипластового) давления над литостатическим. В данном сообщении рассматриваются примеры проявлений разгрузки диагенетического типа в донных отложениях Азовского, Черного и Каспийского морей, полученные АО «Южморгеология» по государственным программам мониторинга состояния недр и геологической съемки масштаба 1 : 200 000.

Наиболее распространенным типом диагенетической разгрузки служит метановая, связываемая с биогенной генерацией метана захороненным в донных осадках органическим веществом.

В Азовском море при фоновом содержании метана в верхнем слое донных осадков в $2215.5 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$, его зафиксированные аномальные содержания достигают значений $52\,855 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$. Грунты с содержаниями метана более $20\,000 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$ образуют обширные площади в западных частях дна и в авандельте рек.

Производные разгрузки в Азовском море диагенетического типа выявлены в керне многочисленных морских картировочных скважин и грунтовых трубок. Они отличаются от фоновых осадочно-диагенетических новообразований (моно- и дисульфиды железа, гидроокислы железа, карбонаты) наложенным (секущим) характером. Из наиболее выраженных проявлений разгрузки здесь описаны [Глазырин, 2013]: придонные выделения микрозернистого карбоната кальция; очаговая карбонатная литификация песков; штокверковая минерализация карбоната кальция, дисульфидов железа или (и) гидроокислов железа. Штокверковая минерализация карбоната кальция представлена в виде мучнистых выделений по извилистым каналам дегазации, гнезд и неравномерной импрегнации в глинистых отложениях. Штокверковая минерализация сульфидов или (и) гидроокислов железа представлена гнездовой и жилообразной пигментацией по извилистым субвертикальным каналам. Гидроокислы железа развиты преимущественно за

счет окисления сульфидов. Чаще всего штокверковая карбонатная и сульфидная с гидроокислами железа минерализация встречается совместно. Это самые распространенные проявления разгрузки.

В верхнем слое донных осадков Черного моря фоновое содержание метана составляет $535.2 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$, его аномальные содержания достигают значений превышающие $100\,000 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$. Максимально зафиксированные содержания достигают практически $500\,000 \times 10^{-3} \text{ см}^3/\text{кг}$. В условиях относительно расчлененного рельефа дна Черного моря загазованные грунты служат провоцирующим фактором формирования оползней с соответствующей разгрузкой по трещинам отрыва. На участках сосредоточенной разгрузки метана описаны [Шнюков, 1995; Глазырин, 2020] карбонатные постройки различной морфологии. С метановой загазованностью донных отложений связывается образование в илах рассеянных микритовых микровыделений карбоната.

Особенностью Черного моря служит сероводородное заражение и существование гидротроилитовых илов. Здесь выявлены прямые признаки разгрузки сульфидного вещества. Примером служит грунтовая колонка длиной 2.6 м, отобранная на глубине 1692 м. Разрез колонки представлен пачкой слоистого ила пелитового от текучепластичного в верхней части, до тугопластичного к забою. С 1.5 м илы гидротроилитовые. В интервале 1.2–1.6 м в мягкопластичных илах присутствуют каналы разгрузки в виде кулисной системы секущих субвертикальных плоскостей, по которым выделяются твердые марказит-пиритовые жилки мощностью до 2 мм. Каналы локализованы в кровле и, преимущественно, непосредственно над гидротроилит содержащими илами. Протяженность отдельных каналов в грунтовой колонке составляет 5–25 см, общая вертикальная протяженность до 40 см. Гидротроилитовые илы в экзоконтакте с каналами осветлены на 2–3 см за счет исчезновения (миграции) гидротроилита. Такая миграция сульфидного вещества в илах может давать диагенетические разгрузки сульфидного типа на дне моря.

В Каспийском море диагенетическая метановая загазованность четвертичных отложений проявлена широко и служит основным опасным геологическим процессом [Серебрякова, 2010; Маштаков, 2016]. Газы в грунтах относятся к метановому и этан-метановому типу с содержанием метана до 99% [Серебрякова, 2010]. Формирование загазованности со сверхупругим пластовым давлением обусловлено чередованием пачек алевропесчаных грунтов (газовые коллекторы) и пачек суглинисто-глинистых грунтов (покрышки), сформированных при климатических колебаниях и изменениях уровня Каспийского моря. В результате газовых прорывов на поверхности морского дна формируются литифицированные образования, где в качестве цемента выступает метаногенный магниезильный карбонат [Безродных, 2013; Глазырина, 2013].

Газовые прорывы формируют в верхней части разреза дренажную сеть каналов с секущими нарушениями слоистости, образованием осадочных даек и струйчатой импрегнации микрозернистого кальцита, сульфидов железа и/или вторичных гидроокислов при окислении. Дренажные каналы представлены грязевыми брекчиями [Глазырина, 2019]. Будучи сформированными в нелитифицированных отложениях они могут легко пропускаться при документации керна.

Петрографически это брекчии супесчаные с раковинным детритом (рис. 1). Структура псаммоалевропелитовая, детритовая. Текстура брекчиевидная, беспорядочная, неоднородная за счет вариаций содержания компонентов. Брекчиевидная текстура сформирована округлыми комками (интракластами) супеси, суглинка размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Комки заключены в супесчаном матриксе с элементами флюидальности (обтекания комков), которая подчеркивается удлиненными обломками раковин, чешуйками слюды, зернами минералов вытянутой формы. Границы между комками и вмещающим матриксом нечеткие из-за сходного состава и образования в нелитифицированном состоянии, различаются в шлифах только при малом (обзорном) увеличении. Цементирующий матрикс отличается несколько большим содержанием микрозернистого карбоната и содержит практически весь объем раковинного детрита. Обогащение цементирующего матрикса раковинным детритом связывается с его гравитационной сепарацией в газонасыщенной пульпе.

Приведенные примеры проявления разгрузки диагенетического типа в нелитифицированных донных отложениях могут помочь в идентификации их палеопроявлений в литифицированных отложениях.

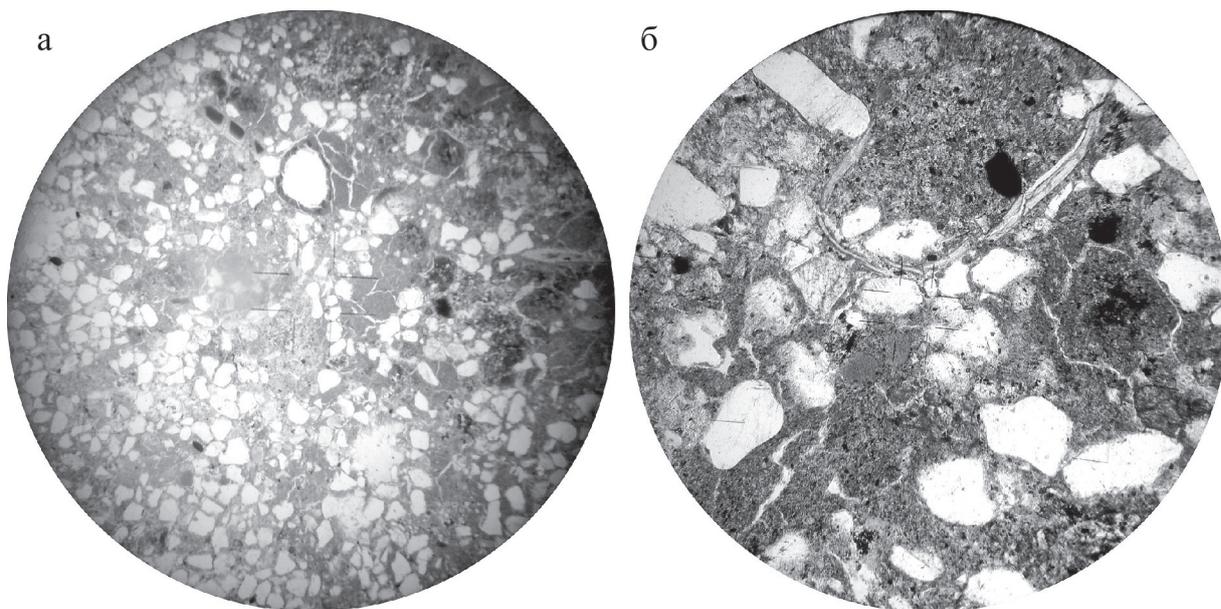


Рис. 1. Грязевая брекчия под микроскопом.

а – николи параллельны, диаметр поля зрения 5 мм; б – николи параллельны, диаметр поля зрения 1.75 мм

Литература

- Безродных Ю.П., Деля С.В., Лаврушин В.Ю. и др. Газовые сипы на акватории Северного Каспия // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 5. С. 415–425.
- Беленицкая Г.А. Флюидный седиментогенез – современное научное направление осадочной геологии: состояние, объекты, задачи // Ленинградская школа литологии / Мат-лы Всерос. литол. совещ., посвящ. 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина. Т. I. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 30–32.
- Глазырин Е.А. Литогенетические отражения подводного грязевого вулканизма // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж: ВГУ, 2023. С. 71–74.
- Глазырин Е.А. Признаки флюидного литогенеза в четвертичных отложениях Азовского моря // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории / Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 209–211.
- Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. Реперные карбонатные постройки начальной стадии формирования Керченско-Таманской грязевулканической области // Геология рифов / Мат-лы Всерос. литол. совещ., посвящ. 130-летию со дня рождения Веры Александровны Варсанюфьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 39–41.
- Глазырина Н.В. Тектурно-структурные производные метановой разгрузки в разрезе донных отложений Северного Каспия // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей / Мат-лы IX Всерос. литол. совещ. (с Междунар. участием). Казань: Изд-во Казанского университета, 2019. С. 96–97.
- Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. Литолого-петрографические признаки проявления метановых сипов на дне Каспийского моря // Геология морей и океанов / Мат-лы XX Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2013. С. 298–300.
- Маштаков А.С. Оценка инженерно-геологических опасностей при освоении шельфовых месторождений Каспийского моря // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. № 2. С. 35–42.
- Серебрякова О.А. Газоносность донных отложений Каспийского моря // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 4. С. 24–31.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Кутний В.А. Необычные карбонатные постройки континентального склона северо-западной части Черного моря – вероятное следствие дегазации недр // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 5. С. 541–561.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ НЕОДНОРОДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПАРФЕНОВСКОГО ГАЗОНОСНОГО ГОРИЗОНТА ВЕНДА АНГАРО-ЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Горайнов Д.С.^{1,2}, Вараксина И.В.², Закирьянов И.Г.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: d.goryajnov@g.nsu.ru

На сегодняшний день одним из наиболее перспективных регионов для развития газодобычи в России является Сибирская платформа, особенно ее южная часть, где на территории Ангаро-Ленской ступени открыто значительное количество месторождений углеводородов, включая Ангаро-Ленское газоконденсатное. Основные запасы связаны с терригенными отложениями венда, среди которых наиболее перспективным объектом считается парфеновский продуктивный горизонт, приуроченный к основанию верхней подсвиты чорской свиты [Стратиграфия..., 2005]. На неоднородность гранулометрического и минералогического составов, вторичных преобразований и коллекторских свойств как по площади, так и по разрезу, указывает анализ геолого-геофизических материалов [Пушкарева, Хабаров, Вараксина, 2013; Скузоватов, 2014; Горайнов, Вараксина, 2023; и др.].

Фактическим материалом для выполнения настоящей работы является керн пяти скважин, расположенных в восточной части Ангаро-Ленского месторождения. Дополнительно были использованы данные гамма-каротажа, результаты гранулометрического анализа (полученные на приборе Microtrac 9370/3000 Series ASVR), определения фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС), рентгеноструктурного анализа и данные сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с применением рентгеноспектрального микрозонда.

На основании проведенных исследований в составе горизонта выделено несколько пачек. Пачка № 1, генезиса прodelьты-авандельты, представлена неравномерным переслаиванием горизонтально-слоистых аргиллитов и алевролитов с редкими маломощными прослоями песчаников, роль которых постепенно увеличивается вверх по разрезу. Минералогически алевролиты полевошпат-кварцевые, песчаники полевошпат-литито-кварцевые слюдистые. В южном направлении наблюдается значительное увеличение мощности пачки от 6.0 до 30.0 м. Фильтрационно-емкостные свойства низкие: пористость в основном ниже 2%, проницаемость менее 0.01×10^{-3} мкм². В пачке № 2 доминируют песчаники разнозернистые преимущественно косо- и градационно-слоистые, сформированные в обстановках распределительных русел дельтовой платформы с влиянием приливно-отливных процессов. По составу породы полевошпат-литито-кварцевые. С севера на юг происходит уменьшение мощности пачки от 15.0 м до полного выклинивания. Пористость изменяется от 2 до 17%, проницаемость от 0.01×10^{-3} до 100×10^{-3} мкм², преобладающие значения 5% и 0.1×10^{-3} мкм² соответственно. Пачка № 3 сложена песчаниками полевошпат-литито-кварцевыми мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Среди текстур преобладают массивная, пологая косая- и субгоризонтально-слоистая. Накопление пачки проходило в пределах приливно-отливной баровой системы. Мощность пачки в северных разрезах достигает 45.0 м, в южных – уменьшается до 30.0 м. Средняя пористость 3%, но в прикровельной части значения достигают 5–8%. Проницаемость варьирует от 0.001×10^{-3} до 0.02×10^{-3} мкм², а в прикровельной части от 0.01×10^{-3} до 0.5×10^{-3} мкм². Верхняя пачка № 4 представлена песчаниками разнозернистыми с косой и тонкой субгоризонтальной слоистостью, в основном слагающими русловые циклы. По составу преобладают полевошпат-литито-кварцевые породы, в кровле горизонта литито-полевошпат-кварцевые и полевошпат-кварцевые. Пористость 3–15%, при средних значениях около 6%, проницаемость 0.001 – 1.2×10^{-3} мкм², в среднем 0.1×10^{-3} мкм². Седиментологический анализ показал, что парфеновский горизонт накапливался в разных частях дельтового комплекса, подверженного влиянию приливно-отливных процессов [Горайнов, Вараксина, 2023]. В южном направлении наблюдается постепенное выклинивание русловых пачек и

увеличение мощности продельтовых отложений, что объясняется переходом в наиболее удаленную часть дельтового комплекса.

Изученные породы подверглись значительным постседиментационным преобразованиям, которые распространены неравномерно. Основное влияние на изменение пустотного пространства оказали процессы уплотнения и развитие вторичных цементов. Уплотнение достигло стадии позднего катагенеза, о чем свидетельствуют конформные, инкорпорационные и микростилолитовые контакты между обломками, катаклаз и регенерация кварцевых зерен, пластичная деформация слюд и глинистых литокластов (рис. 1а). Наиболее интенсивно процессы компакции с практически полной ликвидацией первичной пористости проявились в пачке № 3, что обусловлено существенно кварцевым составом, более мелкозернистым строением и хорошей сортировкой слагающих ее песчаников.

Интенсивное уплотнение на контактах кварцевых зерен под действием повышенных давлений и температуры способствовало их растворению с последующей регенерацией (рис. 1б) за счет перешедшей в раствор кремнекислоты [Япаскурт, 1999]. Кварцевый регенерационный цемент распространен повсеместно, но его содержание обычно не превышает первых процентов. Он уменьшает поровое пространство вплоть до полного уничтожения. Особенно ярко этот процесс проявлен в хорошо “отмытых” песчаниках пачки № 3.

Снижение пористости также обусловлено формированием аутигенного доломитового цемента, который встречается во всех пачках. Обычно его содержание менее 1%, однако в пачках № 2 и 4 присутствуют прослои, где доломит занимает от 2% до 10%. Доломитизация, вероятно, имела многостадийный характер, начиная с минерализации свободных пустот в раннем диагенезе

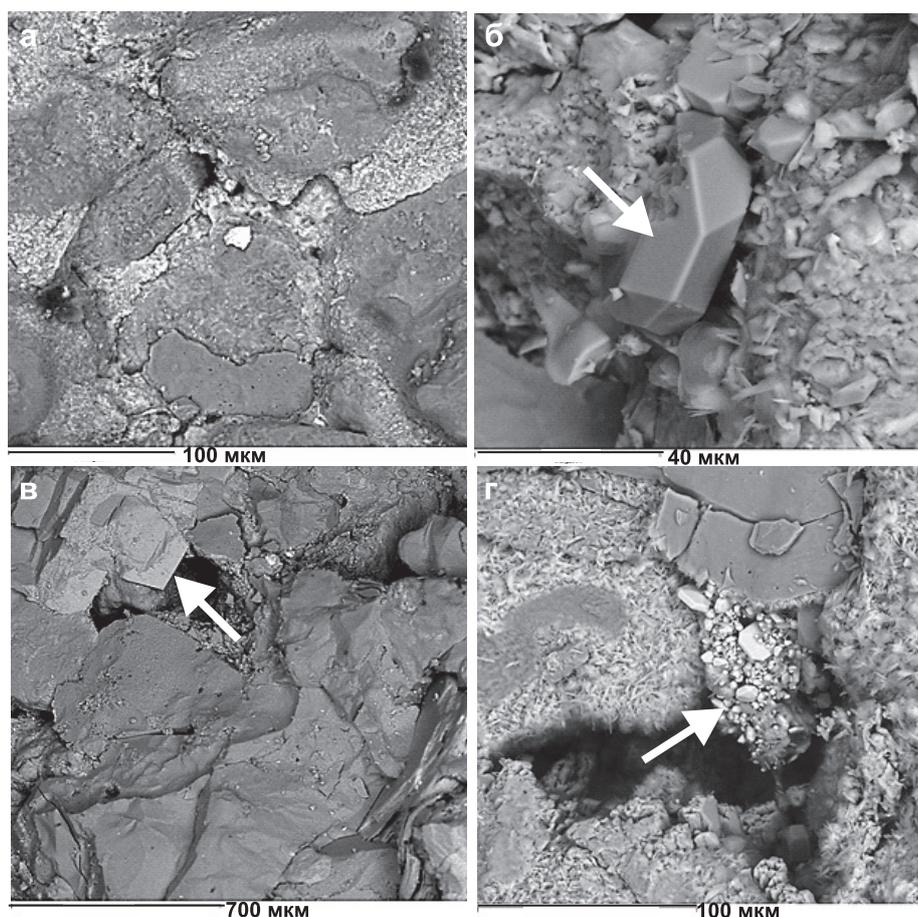


Рис. 1. Постседиментационные изменения песчаных коллекторов (снимки в СЭМ).

а – инкорпорационные контакты и выжимание глинистых обломков в цемент; б – регенерация кварца с восстановлением кристаллографических граней; в – доломитовый цемент; г – микропористый агрегат из смеси лейкоксена, анатаза и брукита

до коррозии и замещения обломков с формированием пойкилитового цемента в катагенезе (рис. 1в). Наибольшему замещению доломитом подвергались обломки глинистого состава, в меньшей степени других литокластов и полевых шпатов. В образцах с максимальным развитием доломита фиксируются минимальные ФЕС.

Катагенетическая трансформация обломков глинистых пород (аргиллитов, филлитов, сланцев и глинизированных эффузивов) привела к переходу их в цементирующую массу по отношению к непластичным зернам каркаса (см. рис. 1а). Наибольшее количество глинистого цемента (до 5–10%) наблюдается в более крупнозернистых и плохо сортированных песчаниках пачек № 2 и № 4. По данным рентгенофазового анализа и СЭМ с применением рентгеноспектрального микрозонда в его составе преобладают гидрослюда поли типов 1М и 2М₁ (65–80%) и магнезиально-железистый хлорит (15–25%), что может указывать на поздний катагенез [Дриц, Коссовская, 1991]. Кроме того, катагенетические изменения подтверждаются присутствием в глинистой ассоциации смешаннослойных минералов типа иллит/смектит (5–20%) и небольшого количества ($\leq 5\%$) диккита, структурные особенности которых способствуют незначительному увеличению порового пространства [Диккит..., 1995; Кринари, Храмченков, 2018]. Глинистые обломки и новообразованный цемент иногда содержат примесь титанистых минералов, представленных в основном лейкоксеном или смесью лейкоксена с микрокристаллическим анатазом, реже рутилом и брукитом. Аутигенные диоксиды титана появились, вероятно, за счет разложения ильменита, присутствующего в виде редких реликтов. Такое преобразование привело к формированию лейкоксеново-глинистых агрегатов с неоднородной микропористой структурой (рис. 1г) и улучшению ФЕС. Аналогичной комковато-сгустковой микропористой структурой обладает пленочно-поровый глинисто-гематитовый цемент, широко развитый в пачке № 2, возникший за счет трансформации литокластов, обогащенных окислами железа.

Таким образом, парфеновский горизонт, несмотря на свой преимущественно песчаный состав, характеризуется неоднородным строением, что объясняется изменчивостью гидродинамических условий в пределах приливно-отливного дельтового комплекса. Кроме того, первичные структуры, вещественный состав и седиментационная пористость пород были существенно изменены в результате катагенетических преобразований. Минимальные значения ФЕС наблюдаются в наиболее уплотненных относительно хорошо сортированных песчаниках барового генезиса (пачка № 3) и тонкозернистых отложениях прудельты (пачка № 1). Наилучшими коллекторскими свойствами обладают менее сортированные русловые песчаники со значительным содержанием глинистого и глинисто-гематитового цемента (пачки № 2, 4).

Работа выполнена в рамках государственного задания РАН по Фундаментальным научным исследованиям (проект FWZZ-2022-0008).

Литература

- Горайнов Д.С., Вараксина И.В. Состав, строение и условия формирования верхневендских терригенных коллекторов центральной части Ангаро-Ленской ступени (юг Сибирской платформы) // Науки о Земле. Современное состояние. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2023. С. 103–105.
- Диккит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нетегазонакопления / А.Э. Конторович, Э.П. Солотчина, Ю.П. Казанский, В.В. Казарбин // Докл. АН СССР. 1995. Т. 342. № 3. С. 350–353.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465. М.: Наука, 1991. 177 с.
- Кринари Г.А., Храмченков М.Г. Смешаннослойные фазы иллит-смектит: механизмы формирования структуры и практические приложения // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1397–1407.
- Пушкарева М.М., Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Литологическая характеристика парфеновского и ботубинского продуктивных горизонтов венда Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботубинской антеклизы // Изв. Томского политехн. ун-та. 2013. Т. 323. № 1. С. 78–83.
- Скузоватов М.Ю. Критерии оценки перспектив газоносности парфеновского горизонта центральных районов Ангаро-Ленской ступени // Геология нефти и газа. 2014. № 1. С. 101–109.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Под ред. Н.В. Мельникова. Новосибирск: Академическое изд-во ГЕО, 2005. 256 с.
- Япаскерт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере: процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ В РАЗРЕЗЕ “МЕДВЕДЬ” (ЮЖНЫЙ УРАЛ, р. ЮРЮЗАНЬ)

Дуб С.А.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: sapurin@igg.uran.ru*

Рифейские отложения западного склона Южного Урала обладают хорошей сохранностью седиментогенных признаков, которые позволяют реконструировать обстановки седиментации и характеристики осадочных бассейнов [Маслов, 1997; Крупенин, 1999; и др.]. В то же время, для отдельных уровней рифейского разреза в некоторых районах Башкирского мегантиклинория характерны значительные изменения пород. В первую очередь им подвержены нижне- и среднерифейские толщи, тогда как отложения верхнего рифея менее преобразованы (но все-таки в большей степени, чем при раннем катагенезе [Анфимов, 1997]).

Степень постседиментационных изменений терригенных и карбонатных толщ обычно оценивается отдельно, с использованием разных индикаторов. Соответственно, по уровню преобразований такие породы, как правило, плохо сопоставимы друг с другом. В этой связи актуальным представляется изучение эпигенеза смешанных карбонатно-терригенных (или терригенно-карбонатных) последовательностей. Одним из объектов данного типа являются отложения укской свиты каратауской серии верхнего рифея.

Геологическая позиция и строение разреза. Стратотипический разрез укской свиты находится на восточной окраине г. Усть-Катав (Челябинская область) на правом берегу р. Юрюзань (гора Медведь). Нижняя карбонатно-терригенная подсвита (мощностью порядка 70 м) представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также разнообразными известняками. Последние включают в себя строматолитовые, интракластовые и оолитовые разности, микрозернистые известняки, на одном из уровней присутствуют карбонатные конгломераты. Верхняя карбонатная подсвита (до 150 м) сложена главным образом массивными известняками со строматолитами (среди которых выделяются тонко- и толстостолбчатые разности), с пакетами зернистых известняков. Кроме того, одна из толщ подсвиты представлена слоистыми ясно- и микрозернистыми известняками (как правило, ритмично чередующимися друг с другом); в ней наиболее распространены интракластовые разности. Породы свиты неравномерно доломитизированы.

Преобразования терригенных пород. Песчаники в основном тонкозернистые, реже мелкозернистые, алевролитистые и алевролитовые, с постепенными переходами к алевролитам; по составу относятся к полевошпато-кварцевым псаммитам. Зерна кварца нередко регенерированы. Полевые шпаты представлены калиевыми разностями и плагиоклазами, слабо преобразованы вторичными процессами. Обломки пород (кремни и микрокварциты) редки. Контакты зерен от точечных до инкорпорационных, преобладают конформные. Чешуйки биотита преобразованы – гидратированы и хлоритизированы, мусковит изменен в меньшей степени.

Для песчаников характерен глинистый, карбонатный и кварцевый (регенерационный) цемент. В единичных случаях роль цемента играет пирит. Глинистый цемент представлен в основном иллитом, в разной степени измененным, неоднородным. Аутигенный (регенерационный) кварц в первую очередь приурочен к мелко- и тонкозернистым разностям песчаников, содержащим минимальное количество глинистого вещества. В таких породах первичные контуры зерен прерывистые, но еще распознаются. В редких случаях отмечается слабая регенерация полевых шпатов. Карбонатный цемент поровый до базального, нередко коррозионный. По составу он в основном кальцитовый, однако минералы, корродирующие обломочные зерна и глинистый цемент, часто представлены также доломитом разных генераций. На отдельных участках железистый доломит (анкерит) развивается в том числе и по регенерационному кварцу. В некоторых образцах присутствуют все типы цемента, но обычно преобладают один или два из них.

Преобразования карбонатных пород. Относительно ранние постседиментационные преобразования известняков включают в себя слабое окремнение (а также трансформацию неустойчивых минералов группы кремнезема в халцедон), формирование аутигенного глауконита в новообразованных пустотах, слабую перекристаллизацию основной массы некоторых микритовых известняков с формированием тонких мелкозубчатых стилолитов и парастилолитов по наслоению. Первые два типа процессов касаются главным образом нижней подсвиты. Из более поздних преобразований карбонатных пород следует отметить частичную (но интенсивную) перекристаллизацию зернистых разностей, а также образование разноориентированных стилолитовых швов (крупноамплитудных) и кальцитовых прожилков.

Из метасоматических процессов наибольший масштаб имеет доломитизация. Доломит представлен несколькими генерациями, отличающимися друга от друга в том числе содержанием Fe. Анкерит в зернистых известняках обладает ярко выраженной зональностью, обусловленной неравномерным распределением в нем указанного элемента. Исходя из выявленной последовательности минералообразования, сильнее всего обогащены железом наиболее поздние минеральные фазы (анкерит), которые корродируют как более ранние кристаллы доломита, так и все остальные компоненты пород, включая кальцитовые прожилки. Кристаллы анкерита обычно размером в пределах 0.05–0.25 мм, субидiomорфные, иногда скелетные, одиночные или образующие скопления. В изученных шлифах они часто имеют бурый цвет.

В верхнеульской подсвите доломитизация проявлена как локально (ромбоэдрический доломит занимает только определенные участки и приурочен к стилолитовым швам), так и масштабно (полная доломитизация пачки интракластовых известняков). Сильнее всего доломитизированы изначально наиболее проницаемые породы – известняки с тонкостолбчатыми строматолитами (нижняя часть подсвиты) и выдержанная по мощности пачка зернистых известняков (верхняя часть свиты). Для самых верхних уровней свиты характерны пятнистое окремнение, а также неравномерная перекристаллизация основной массы – вплоть до формирования светлых мраморизованных участков. Несомненно, определенную роль в общей картине преобразований сыграли гипергенные процессы (к кровле свиты приурочен крупный перерыв в осадконакоплении, предположительно соответствующий глобальному оледенению Стерт: на верхней поверхности свиты как геологического тела фиксируются проявления палеокарста – карманы, заполненные перекрывающими отложениями бакеевской свиты), но не всегда результаты их воздействия легко отличимы от продуктов стадий диа- и катагенеза (для точной диагностики требуется привлечение изотопно-геохимических данных).

Обсуждение. Стоит отметить, что система признаков, позволяющих судить о степени вторичных изменений для карбонатных пород, проработана значительно менее детально, нежели для терригенных. Однако публикации последних десятилетий несколько восполняют этот пробел [Гмид, 2006; Морозов, 2009; Тугарова, 2020]. Сейчас более-менее уверенно можно говорить, что мраморизация известняков все же происходит на более позднем этапе, чем поздний катагенез [Фролов, 1992, 2009].

По результатам исследований установлено, что для разных уровней разреза характерна разная степень вторичных преобразований, которая может быть различной даже у смежных слоев. Так, некоторые отложения (например, мелко-тонкозернистые песчаники и окремненные оолитовые известняки) преобразованы в несколько большей степени по сравнению с окружающими их породами (что, по-видимому, объясняется их более высокой проницаемостью для флюидов, мигрирующих в осадочной толще). Такая неравномерность изменений достаточно широко распространена в природе. Как отмечал О.В. Япаскурт [2008, стр. 15], "... в обособленном образце осадочной породы, как правило, сосуществуют седиментогенные компоненты с неодинаковыми степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы нескольких генераций, в том числе и такие, которые могли возникать при существенно разных pH и P-T условиях". Соответственно, в данном случае корректнее говорить не о конкретном этапе / градации литогенеза, а о широком спектре разнообразных литогенетических изменений осадочной толщи.

Такой подход не исключает подразделение изменений на “фоновые” и “наложенные”. Ко второй группе, как правило, относятся проявления метасоматоза. Он может быть свойственен всем стадиям осадочного породообразования [Япаскурт, 2008], соответственно его не следует рассматривать в качестве индикатора метаморфизма. Из метасоматических процессов для карбонатных пород наиболее характерны доломитизация и окремнение [Кузнецов, Скобелева, 2005; Лукин и др., 2009; Васильева, 2017]: доломитизация, как правило, приводит к значительному изменению (улучшению) фильтрационно-емкостных свойств отложений; окремнение, в свою очередь, влияет на пластичность пород, и соответственно, может увеличивать их проницаемость вследствие образования трещин. Нами зафиксированы признаки воздействия данных процессов на отложения укской свиты в стратотипическом разрезе, но их нельзя назвать доминирующими.

Выявленная последовательность преобразований указывает на то, что анкеритизация (и, вероятно, сидеритизация) – наиболее поздние процессы в эпигенетической истории пород: по времени они следуют за аутигенезом минералов в пустотах и регенерацией зерен кварца в песчаниках и за перекристаллизацией, образованием разноориентированных стилолитов и прожилков в известняках. Соответственно, поздний метасоматический анкерит (и сидерит?) – общий признак как для терригенных, так и карбонатных пачек. Таким образом, начиная с определенной стадии преобразований, вторичные процессы становятся едины для всей подсвиты, независимо от исходного состава пород. Возможно, подобная афациальность указывает на то, что описанные процессы являются следствием регрессивного эпигенеза. Известно, что коррозионные процессы активизируются при наложенных регрессивно-эпигенетических (низкотемпературных) изменениях [Япаскурт, 2008].

Выводы. Таким образом, в известняках наблюдаются следующие признаки преобразований: частичная или полная (но слабая) перекристаллизация, образование разноориентированных стилолитов и прожилков, неравномерная доломитизация (в большинстве случаев локальная, на единичных уровнях – масштабная), окремнение (наиболее интенсивное – в нижней подсвите). Вблизи границы с перекрывающими отложениями бакеевской свиты отмечается локальная мраморизация.

Для алевроито-песчаных пород характерны механическое уплотнение, широкое развитие регенерации (кварц, реже полевые шпаты), интенсивный аутигенез карбонатных минералов, развитие коррозионного цемента, трансформации глинистых минералов и слюд. В то же время, типичных метагенетических признаков (в соответствии с представлениями О.В. Япаскурта), таких как рекристаллизационный или грануляционный бластез, пластические деформации и растворение зерен под действием стресса, полное разложение биотита, не зафиксировано. Комплекс перечисленных признаков свидетельствует, что осадочная толща претерпела преобразования вплоть до позднего катагенеза (вероятно, начальных его градаций).

Доломитизация (в том числе анкеритизация) и окремнение носят явно наложенный характер. По-видимому, часть минеральных фаз была образована при регрессивном эпигенезе. Соответствующие ему процессы могли протекать как при тиманской или герцинской орогении, так и во время неотектонической активизации территории.

Автор признателен О.Ю. Мельничуку и Л.В. Бадице за ряд критических замечаний к первому варианту текста. Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Литература

- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург, 1997. 290 с.
- Васильева К.Ю. Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея–венда Курумбинского месторождения и ее связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы) / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.01. СПб., 2017. 138 с.
- Гмид Л.П. Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2006. № 1. С. 1–23. [Электронный ресурс]. <http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf>
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. 257 с.

- Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М.* Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 6. С. 637–650.
- Лукин А.Е., Зоценко Н.А., Харахинов В.В., Донцов В.В., Наумко И.М.* Литогеохимические факторы формирования нефтиноносных метасоматических доломитов рифея Восточной Сибири // Геолог. журнал. 2009. № 1. С. 7–24.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Морозов В.П.* Седиментогенез и постседиментационные изменения палеозойских карбонатных отложений востока Восточно-Европейской платформы / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук: 25.00.06. Казань, 2009. 48 с.
- Тугарова М.А.* Вторичные изменения карбонатных пород нефтегазоносных комплексов // PRONEFTЬ. Профессионально о нефти. 2020. № 4(18). С. 18–23.
- Фролов В.Т.* Катагенез // Большая российская энциклопедия. М., 2009. Т. 13. С. 304.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 1. М.: МГУ, 1992. 336 с.
- Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного поро- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 2008. 356 с.

**ПРИМЕНЕНИЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И РУТИЛОВ,
КОМБИНИРОВАННОГО U/Pb И (U-Th)/He ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ
ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИНЫ СВЕРДРУП
(КАРСКОЕ МОРЕ)**

Ершова В.Б.^{1, 2, 3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Геологический факультет,

г. Санкт-Петербург, e-mail: v.ershova@spbu.ru

²Геологический институт РАН, г. Москва

³Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Материалом для настоящего исследования послужили юрско-меловые отложения, вскрытые скважиной Свердруп, пробуренной в юго-восточной части Карского моря. Для реконструкции источников сноса мы использовали комплексный подход, включающий U-Pb датирование обломочных цирконов, U-Pb датирование и геохимия обломочных рутилов, а также комбинированное U/Pb и (U-Th)/He датирование цирконов. U-Pb датирование цирконов и рутилов позволяет получить представление о возрасте кристаллизации магматических пород, возрасте метаморфизма и его *P-T* условий, а также составе метаморфических пород в источнике сноса [Zack et al., 2002, 2004, 2011; Sawood et al., 2012]. Комбинированное U/Pb и (U-Th)/He одного и того же зерна циркона позволяет определить как возраст кристаллизации, так и возраст остывания зерна до 180–220°C, который обычно соответствует возрасту вывода пород в источнике сноса на дневную поверхность [Farley, 2002; Reiners, 2005].

Наше комплексное исследование верхнеюрских-раннемеловых отложений, вскрытых в скважине Свердруп показало, что проанализированные образцы можно разделить на две группы, характеризующие разные источники сноса обломочного материала. Первая группа представлена среднеюрскими – готеривскими, вторая – апт-альбскими песчаниками.

Песчаники группы 1 имеют незрелый состав и представлены литическими аренидами, что позволяет предположить, что источник сноса располагалась вблизи бассейна осадконакопления.

U-Pb датирование цирконов показало, что архейские зерна единичны. Палеопротерозойские цирконы составляют 11–13% среди датированных зерен и группируются около 1950, 1840 и 1785 млн лет. Мезопротерозойские зерна (4–20%) попадают преимущественно в возрастной интервал 1500–1200 млн лет назад. Неопротерозойские зерна составляют 17–35% зерен и образуют многочисленные пики между 700 и 560 млн лет назад. Среди палеозойских цирконов (30–55%) преобладают зерна кембрийского и раннепермского возрастов. Самый молодой кластер обломочных цирконов группы 1 имеет поздне триасовый возраст.

Распределение возрастов докембрийских и кембрийских обломочных цирконов из среднеюрских – готеривских песчаников сходно с возрастными обломочных цирконов из неопротерозойско-кембрийских осадочных и метаосадочных пород полуострова Таймыр [Pease, Scott, 2009; Ershova et al., 2019]. Позднепалеозойские и триасовые цирконы коррелируют с возрастом магматических пород на Таймыре, тогда как позднепалеозойские U-Pb возраста обломочных рутилов коррелирует с метаморфическими событиями на севере Таймыра [Vernikovskiy et al., 2020; Kurapov et al., 2021a, b]. (U-Th)/He возраста цирконов показывают, что воздымание источников сноса произошло в позднем триасе.

Таким образом, основываясь на комплексе аналитических данных удалось установить, что источником сноса среднеюрских-готеривских отложений (группа 1) выступал Таймырский складчатый пояс.

Песчаники группы 2 (апт-альб) представлены значительно более зрелыми субаркозами и кварцевыми аренидами, что позволяет предположить значительный путь переноса обломочных зерен и/или рециклинг зерен из более древних осадочных отложений, чем в подстилающих отложениях. U-Pb датирование показало, что архейские зерна составляют 5–20% среди датированных зерен

и образуют два пика 2700 и 2530 млн лет назад. Палеопротерозойские цирконы преобладают (20–42%), с доминирующими пиками около 1980–2000, 1880–1900 и 1750–1720 млн лет назад. Мезопротерозойские зерна очень редки (<1% популяции) и не образуют значительных пиков. Возраст большинства неопротерозойских цирконов (3–13% популяции) попадает в интервал 650–550 млн лет назад и не образуют заметных пиков. Палеозойские зерна многочисленны (16–40%), возраст большинства цирконов около 350–255 млн лет, но с второстепенными популяциями с возрастом около 500, 480, 450 и 370 млн лет назад. Раннемезозойские цирконы имеют широкий диапазон возрастов и группируются в основном в небольшие пики около 240–210 млн лет назад. Юрские обломочные цирконы образуют пики около 195, 165 и 150 млн лет, а раннемеловые зерна группируются около 140, 130, 125 и 115 млн лет. Причем возраст самых молодых обломочных цирконов близок к возрасту седиментации. Докембрийские цирконы из апт-альбских отложений характеризуют возраст сборки фундамента Сибирского кратона (1870–1950 млн лет назад) и слагающих его архейских блоков [Donskaya, 2020]. Палеозойские обломочные цирконы сопоставимы с эпизодами магматизма, как на Таймыре, так и в южной части Сибирского кратона [Tsygankov et al., 2017; Vernikovskiy et al., 2020; Kurapov et al., 2021a, b]. Однако значительная популяция юрско-меловых цирконов позволяет предположить, что источник осадков находился вдали от Таймыра и Северной Сибири в связи с отсутствием каких-либо магматических и метаморфических событий этого возраста в этих регионах. Более того, U-Pb датирование обломочных зерен рутила предполагает очень сложную тектоническую историю источника сноса, включающую многочисленные высокотемпературные метаморфические события. Юрско-раннемеловой магматизм и сопоставимая тектоническая история и метаморфические фации широко известны на южной окраине Сибири [Donskaya et al., 2016, 2017]. Таким образом, наши данные убедительно свидетельствуют о том, что источники сноса для апт-альбских отложений скважины Свердруп располагался на юге Сибирского кратона.

Сравнение возрастного распределения обломочных цирконов показывает значительное сходство популяций обломочных цирконов из апт-альбских отложений скважины Свердруп и современных песков рек Енисей и Обь [Safonova et al., 2010]. Таким образом, мы предполагаем, что крупные реки начали развиваться и переносить обломочные зерна с дистальной южной окраины Сибири в Северный Ледовитый океан с конца раннего мела.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФ грант 20-17-00169.

Литература

- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. Detrital zircon record and tectonic setting // *Geology*. 2012. No. 40. P. 875–878.
- Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // *Precamb. Res.* 2020. No. 348. P. 105869.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wang T. Late Mesozoic granitoids of the western Transbaikalia (Russia) and their relation to formation of metamorphic core complexes // *Geodynamics & Tectonophysics*. No. 82017. P. 451–453.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Wang T., Guo L., Rodionov N.V., Demonterova E.I. Mesozoic granitoids in the structure of the Bezymyanni metamorphic-core complex (western Transbaikalia) // *Russ. Geol. Geophys.* 2016. No. 57. P. 1591–1605.
- Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Andersen T., Kullerud K., Kolchanov D.A. U–Pb Age and Hf Isotope Geochemistry of Detrital Zircons from Cambrian Sandstones of the Severnaya Zemlya Archipelago and Northern Taimyr (Russian High Arctic) // *Minerals*. 2019. No. 10. P. 36.
- Farley K.A. (U–Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications // *Rev. Mineral. Geochem.* 2002. No. 47. P. 819–844.
- Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: New insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // *Int. Geol. Rev.* 2021a. No. 63. P. 1990–2012.
- Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Stockli D., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Latest Permian–Triassic magmatism of the Taimyr Peninsula: New evidence for a connection to the Siberian Traps large igneous province // *Geosphere*. 2021b. No. 17. P. 2062–2077.
- Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. Geol. Soc.* 2009. No. 166. P. 517–527.
- Reiners P.W. Zircon (U–Th)/He Thermochronometry // *Rev. Mineral. Geochem.* 2005. No. 58. P. 151–179.
- Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S. LA ICP MS U–Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: Implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // *J. Geodynam.* 2010. No. 50. P. 134–153.

- Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D.* Geodynamics of Late Paleozoic batholith-forming processes in western Transbaikalia // *Petrology*. 2017. No. 25. P. 396–418.
- Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A.* Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // *Minerals*. 2020. No. 10. P. 571.
- Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T.* Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists // *Chem. Geol.* 2002. No. 184. P. 97–122.
- Zack T., Stockli D.F., Luvizotto G.L., Barth M.G., Belousova E., Wolfe M.R., Hinton R.W.* In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: ²⁰⁸Pb correction and prospects for geological applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. No. 162. P. 515–530.
- Zack T., von Eynatten H., Kronz A.* Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies // *Sediment. Geol.* 2004. No. 171. P. 37–58.
- Zhang X., Pease V., Carter A., Kostuychenko S., Suleymanov A., Scott R.* Timing of exhumation and deformation across the Taimyr fold–thrust belt: insights from apatite fission track dating and balanced cross-sections // *Geolog. Soc., London, Spec. Publ.* 2018. No. 460. P. 315–333.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ

Зинчук Н.Н.

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС(Я), г. Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

В алмазоперспективных районах древних платформ мира широким развитием пользуются древние коры выветривания (КВ) на различных породах [Афанасьев и др., 1998; Василенко и др., 2000], а также отложения, обогащенные продуктами их размыва и переотложения в различных фациальных обстановках [Зинчук и др., 1987, 1997, 2007]. Интенсивность выветривания обычно возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение при этом имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее мощная КВ формируется на водоразделах, в то время как интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, а на плоских водоразделах наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. Сохраняются от размыва элювиальные продукты только при стечении благоприятных факторов и, преимущественно, в понижениях древнего рельефа и в тектонически опущенных блоках. Наиболее детально КВ в алмазодержащих регионах изучены в Малоботубинском (МБАР), Далдыно-Алаkitском (ДААР) и Средне-Мархинском (СМАР) районах Сибирской платформы (СП), в которых благоприятные палеогеографические условия для формирования выветрелых толщ существовали преимущественно в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Поскольку на рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна [Савко и др., 1999], то на северо-западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге как этой, так и Вилюйской мезозойской синеклиз (ВМС), возникли равнины с континентальным осадконакоплением, которые разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой практически не происходило дифференцированных тектонических движений. Выравнивание пенепленизированного рельефа и образование элювия на исходных породах протекало постепенно на протяжении всего периода формирования территории, при котором продукты КВ поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. Поэтому отложения нижнего карбона ТВС отражают погребенную поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены продуктами выветривания, представляя тем самым формацию КВ [Хитров и др., 1987; Котельников, Зинчук, 1997]. Общая картина осадконакопления в карбоне (по сравнению с девоном) изменялась мало. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В конце пермского периода во многих районах СП начались излияния лав и внедрение траппов (особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса). К концу этого периода длительная эпоха денудации завершилась пенепленизацией СП [Grachanov et al., 2015]. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествующая юрской активизации СП. В этот же период происходило формирование мощной КВ, причем корообразование, денудация и переотложение элювиальных продуктов в коррелятивные толщи происходили относительно равномерно, что было обусловлено (как и в позднем девон-раннем карбоне) слабым изменением палеорельефа и тектонического режима. Особенности геодинамических и фациальных условий формирования древних осадочных толщ нами рассмотрены на примере одного из самых развитых в плане добычи алмазов – МБАР СП [Харьков и др., 1991; Мацюк, Зинчук, 2001], в котором перспективными для дальнейшего прироста сырья являются верхнепалеозойские отложения, в разрезе которых выделяются [Serov et al., 2001] лапчанская (P₁), ботубинской (P_{1b}) и боруллойской (P_{2br}) свиты. В пределах площади распространения отложений лапчанской свиты выделяется пять фациальных зон: развития аллювиальных, аллювиально-

пролювиальных, делювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-лагунных и лагунных отложений. Эти зоны сменяют друг друга по площади и характеризуют три палеоландшафтные области, отражающие условия седиментации отложений лапчанской свиты: подножий склонов и конусов выноса, речных долин (малых водотоков), заливно-лагунного мелководья бассейна. Область подножий склонов и конусов выноса отмечена в юго-западной, центральной и северо-западных частях рассматриваемой территории. Она окаймляет крупное палеоподняtie и постепенно переходит в незначительную по размерам область речных долин. В западной части региона в то время господствовали бассейновые условия седиментации. Эта область включает зону развития делювиальных и делювиально-пролювиальных образований. Здесь получили развитие фации песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР), алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот (БЗ) и осадков торфяных болот (БТ). Образование отложений лапчанской свиты в северной и северо-западной части региона началось на ограниченных площадях с выполнения с элювиально-делювиальными осадками отрицательных форм древнего рельефа, расположенных вблизи наиболее длительно существовавших в рассматриваемый период областей денудации. Это несортированные отложения, представленные щебенкой терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, сцементированной карбонатно-глинистым и алеврито-глинистым материалом. В основании разреза происходило накопление преимущественно к внутренним частям впадин тонкозернистыми пролювиальными и озерными осадками. В краевых частях конусов выноса периодически возникали мелкие озерные водоемы, которые часто подвергались кратковременному заболачиванию, чем и объясняется появление в разрезе осадков торфяных болот. Область речных долин (малых водотоков) включает зону преимущественного развития аллювиально-пролювиальных осадков и имеет незначительное распространение. Рассматриваемые отложения выполняют наиболее пониженные участки доверхнепалеозойского рельефа, в то время как на прилегающих склонах палеоподнятий накапливались элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения. Область заливно-лагунного мелководья бассейна получила довольно широкое распространение и включает зоны озерно-лагунных и лагунных отложений. В начальную стадию седиментации в основании лапчанского разреза происходило накопление песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных осадков (ЭД). Последовавшая трансгрессия морского бассейна обусловила преимущественное накопление алеврито-глинистых осадков лагун (ЛЗ). В верхней части разреза отмечаются фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ). В пределах площади распространения отложений нижней части *ботуобинской свиты* выделяется несколько фациальных зон: преимущественного развития аллювиальных, подвижного мелководья бассейна, подводно-дельтовых, озерно-болотных отложений и осадков заливно-лагунного мелководья бассейна, при участии озерно-болотных делювиально-лагунных и пролювиально-лагунных образований. По условиям седиментации все перечисленные фациальные зоны объединяются в следующие палеоландшафтные области: континентального осадконакопления, приберегового сильно подвижного мелководья, заливно-лагунного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. В начале раннепермского времени широкое развитие получил комплекс фаций континентальных отложений. Затем последовало незначительное прогибание территории, что способствовало дальнейшему продвижению вод бассейна вглубь суши. В результате этого сокращалась площадь континентального осадконакопления и устанавливались преимущественно бассейновые условия седиментации, что нашло отражение в распределении фациальных зон как по площади, так и в разрезе. В основании разреза ботуобинской свиты преобладают фации песчаных осадков русла и подводной части дельты (ПД). Они слагают основную часть разреза и выше перекрываются фациями глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ), песчаных осадков баров, кос и россыпей (БКП). Фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ) обычно залегают на отложениях открытого подвижного мелководья бассейна, осадков баров, кос, пересыпей и реже непосредственно перекрывают отложения подводной части дельты. В пределах области развития заливно-лагунного мелководья бассейна выделяются три фациальные зоны. В основании разреза отмечаются незначительные по мощности фации

песчано-алеврито-щебнистых элювиально-делювиальных образований (ЭД), которые выше по разрезу перекрываются отложениями фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Нижняя часть зоны развития пролювиально-лагунных отложений обычно представлена фацией гравийно-песчано-алевритовых осадков пролювия (ПР). Выше по разрезу залегают фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Зона развития озерно-болотных и лагунных отложений имеет широкое площадное распространение. Здесь устанавливаются фации алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). В разрезе отмечаются также фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот (БЗ), алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого подвижного мелководья бассейна (ОМБ) и песчаных осадков подводной дельты (ПД). В пределах поля развития нижней части разреза *боруллойской свиты* выделяются [Зинчук и др., 1997] четыре фациальные зоны: преимущественного развития аллювиальных, аллювиально-дельтовых и подводнодельтовых отложений, а также образований открытого мелководья бассейна. Перечисленные фациальные зоны образуют три палеоландшафтные области, характеризующиеся различными условиями седиментации в начале позднепермского времени: речных долин и аллювиально-дельтовых равнин, приберегового сильно подвижного мелководья и открытого подвижного мелководья бассейна. Область речных долин и лагунно-дельтовых равнин включает в себя фациальные зоны развития аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений. Аллювиальная равнина получила довольно широкое развитие, окаймляя крупное позднепермское палеоподнятия, расположенное в восточной и южной части рассматриваемой территории, которая являлась в этот период областью длительного размыва. В пределах аллювиальной равнины преимущественное развитие получили фации песчано-гравийно-галечных осадков русла (АР) и песчано-алевритовых осадков поймы (АП). Меньшее распространение получили фации: алеврито-песчаных осадков крупных озер (ОК), алеврито-глинистых осадков застойных и зарастающих озер (ОКЗ), углисто-глинистых осадков заливающихся торфяных болот, а также осадков торфяных болот. Последние обычно наблюдаются в верхних частях разрезов и нередко тяготеют к бортам долины. В западной части изученной территории получила развитие аллювиально-дельтовая равнина, которая примыкает на всем своем протяжении к довольно обширной зоне подвижной дельты. Область приберегового сильно подвижного бассейна включает в себя фациальную зону преимущественного развития подводнодельтовых осадков, для которых характерно преобладание фаций песчаных осадков подводной дельты (ПД), на которых вблизи береговой линии залегают фации алеврито-глинистых осадков застойных, зарастающих озер (ОЗ) и алеврито-глинистых осадков лагун и заливов (ЛЗ). Область подводного открытого мелководья занимает зону преимущественного развития фаций глинисто-алеврито-песчаных осадков открытого мелководья бассейна (ОМБ). В основании позднепермского разреза залегают фации песчаных осадков подводной части дельты (ПД) и незначительные по мощности фации углисто-глинистых осадков заиляющихся торфяных болот (БЗ), которые перекрываются глинисто-алеврито-песчаными осадками открытого подвижного мелководья бассейна, а также алеврито-глинистыми осадками лагун и заливов (ЛЗ). Итак, нами показано значительное уменьшение в нижнепермское время восходящих тектонических движений в бассейнах седиментации, что привело к перестройке палеогеографической зональности и установлению перерыва в осадконакоплении на части изученной территории. Последовавшая тектоническая стабилизация и гумидный климат обусловили развитие гипергенных процессов, а геодинамические процессы привели к формированию элювиального чехла на изверженных и осадочных породах. Замедление тектонических движений компенсировалось осадконакоплением и заканчивалось регрессией, минимум которой был в первой половине раннеборуллойского времени, а максимум – в конце этого же периода. Кимберлитовый материал (алмазы и их минералы-спутники, переотложенные выветрелые продукты) в фации нижних частей разрезов поступал за счет размыва верхних горизонтов как из известных в регионе диатрем, так и тел, предполагаемых в областях денудации.

Литература

- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1998. Т. 361. № 3. С. 366–369.
- Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Геология. 2000. № 3. С. 37–55.
- Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горн. вестник. 1997. № 3. С. 53–57.
- Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 66–72.
- Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историческая минерагения. Т. 2 // Историческая минерагения древних платформ. Воронеж: ВГУ, 2007. 570 с.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.
- Мацюк С.С., Зинчук Н.Н.* Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. М.: Недра, 2001. 428 с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.* Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. Воронеж: ВГУ, 1999. 102 с.
- Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М.* Петрохимия кимберлитов. М.: Недра, 1991. 304 с.
- Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.
- Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Dokl. Eart Sci. 2015. V. 465. No. 2. P. 1297–1301.
- Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. V. 9. No. 6. P. 576–588.

О ГИПЕРГЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В АЛМАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ

Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС(Я), г. Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru

Региональные исследования древних платформ Мира свидетельствуют о длительном развитии процессов денудационного выравнивания и глубоком срезе ряда обширных территорий, в том числе и Сибирской платформы (СП), неоднократно проявлявшихся на протяжении всей геологической истории Земли [Василенко и др., 2000]. В основных алмазоносных районах СП, судя по сохранившимся КВ и продуктам их перемыва и переотложения, наиболее мощные эпохи корообразования также существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время [Зинчук, 1991, 1998]. Учитывая среднепалеозойский возраст кимберлитовых тел региона, указанные эпохи являлись решающими для формирования древних россыпей алмазов. Трапповые покровы, интрузии и силлы представлены долеритами, а также туфами, туфобрекчиями и туфогенными образованиями. *Трубки взрыва пород трапповой формации* наиболее характерны для разных частей позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зон. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий к процессам корообразования, по сравнению с вмещающими их породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. Поэтому туфобрекчии трубчатых тел на Мирнинском палеоподнятии (А-48, А-49, А-50 и др.) подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадочными толщами и породам трапповой формации (долеритам) вскрыта КВ значительной мощности (до 90 и более метров). В таких разрезах установлены и более зрелые ее горизонты. *Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса*, по сравнению с другими гипергенными площадными образованиями этих же территорий (КВ на терригенно-карбонатных породах и долеритах) имеет ограниченное распространение [Зинчук, 2022а–в]. Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно больших полей лишь в северо-западной части региона. Сохранившаяся мощность КВ туфогенных образований корвунчанской свиты составляет первые метры, реже достигая до 27 м. На породах корвунчанской свиты обычно сохранилась от размыва лишь нижняя зона (дезинтеграции и начального выщелачивания) КВ и только в отдельных разрезах большей мощности отмечается ее более зрелая часть. Наиболее детально изучена средне-позднетриасовая КВ на туфогенных образованиях корвунчанской свиты в северной части Малоботубинского алмазоносного района (МБАР), где мощность достигает 13 м. Перекрываются они осадочными нижнеюрскими породами мощностью до 5 м. Выветрелые породы представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных участках составляет до половины объема туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых минералов (кварца, полевых шпатов, биотита и др.). Нередко в этих довольно плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений – ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере выветрелости пород изменяется их окраска. Реликты структур исходных туфогенных образований отмечены по всему изучаемому разрезу. По активности главнейших обменных катионов в КВ туфогенных образований при их взаимном замещении, они располагаются в следующем порядке: $Li < Na < K < Mg < Ca < H$. Это обуславливает тенденцию последовательного вытеснения из межслоевых позиций в структуре первично

возникающего смектита слабо устойчивых элементов и обогащение указанных позиций по мере развития гипергенного процесса наиболее устойчивым из щелочных и щелочно-земельных катионов – Са. Так, подвергшиеся выветриванию эффузивные трапповые покровы долеритов в северной части МБАР СП представлены [Зинчук, 2023а–в] серыми и темно-серыми разнозернистыми образованиями, содержащими в исходном состоянии плагиоклазы (лабрадор и битовнит), моноклинные пироксены (авгит), ильменит, магнетит, оливин, биотит, иддингсит и стекловатый мезостазис. Процесс гипергенного изменения долеритов начинается с развития в массивных отдельностях породы системы трещин с выделением на образованных ими поверхностях частиц основных плагиоклазов зародышей новых фаз в виде кристаллитов. Последние являются начальными фазами возникающего позднее по ним Mg-Fe²⁺-содержащего монтмориллонита, который, как неустойчивый в зоне гипергенеза минерал, быстро подвергается частичной диоктаэдризации с образованием ди-триоктаэдрической фазы Mg-Fe³⁺-типа. Выделяющиеся при этом избытки окисного железа обуславливают возникновение гидрогётита. За счет Na⁺, выделяющегося при разложении плагиоклазов, образуется Na-монтмориллонит, который в богатой Са среде последовательно переходит в Са-разновидность. По биотиту в окислительных условиях развивается вермикулит, который в гипергенных условиях переходит в ассоциацию вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита, а также вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование. По мере дальнейшей диоктаэдризации последней фазы и прогрессирующего выноса щелочей и щелочных земель из продуктов деструкции Al-Fe³⁺-монтмориллонита синтезируется каолинит. Близкий механизм гипергенного преобразования исходного материала свойственен также эксплозивным породам, которые нами комплексно изучены на примере туфов и туфобрекчий трубок взрыва этого же алмазонасного района СП. Однако иной агрегатный характер этих пород, по сравнению с массивными долеритами, обуславливает повышенную интенсивность промывного режима вулканогенного материала и соответственно более высокую скорость его преобразования. Это объясняется быстрым течением процесса диоктаэдризации первично возникающих слоистых силикатов, а также ранним появлением в профиле коры выветривания (КВ) каолинита. По близкому к долеритам основного состава направлению происходит гипергенное преобразование кимберлитов ультраосновного состава, с одной стороны, и туфогенных – с породами кислого состава [Зинчук и др., 1982]. Сравнение кинетики как преобразования минералов группы смектитов и смешанослойных образований, так и возникновение каолинита в профилях КВ различных петрохимических типов пород показывает, что в элювии ультраосновных и основных пород смектит и смешанослойные образования сохраняются более длительное время, чем в средних и кислых. Это связано с необходимостью выноса из профилей КВ первой группы Mg, перехода Fe²⁺ в оксиды и гидроксиды Fe³⁺, преобразования первичного триоктаэдрического смектита в диоктаэдрическую разновидность. Одновременно с этим сапонит, возникающий по Mg-Fe-минералам, а также монтмориллонит, образующийся по относительно гомогенным плагиоклазам ультраосновных и основных пород, обладает более высокой степенью упорядоченности структуры, по сравнению с одноименными минералами, развивающимися по более гетерогенным плагиоклазам, свойственным средним и кислым породам. При этом, соответствующая степень упорядоченности структуры три- или диоктаэдрического смектита наследуется также и в процессе дальнейшего преобразования по нему каолинита. Следует заметить, что в субтропических и в тропических климатических поясах как метастабильная фаза широкое развитие получают каолинит-монтмориллонитовые смешанослойные образования с подчиненным содержанием разбухающих слоев [Хитров и др., 1987]. Эти фазы приурочены к продуктам гипергенного изменения различных в гетерогенном отношении основных и средних изверженных пород как интрузивного, так и эксплозивно-эффузивно-экструзивного типа. В этом случае при условии интенсивного промывного режима по образовавшимся в профилях выветривания реакционно активным, преимущественно разбухающим минералам, особенно с триоктаэдрическим мотивом заполнения октаэдрических позиций в их структуре, возникает указанная смешанослойная фаза. При выветривании туфов и туффитов, начиная с нижних горизонтов, нередко возникает смектит Al-Fe³⁺, т. е. монтмориллонит. Значительно меньшее содержание в средних и кислых породах Mg и Fe³⁺ определяет более развитие в профилях выветривания по монтмориллониту каолинита, вплоть до полного исчезновения разбухающего

минерала в верхних горизонтах элювиальной толщи. Существенное значение в областях нивального климата имеет также биохимическое изменение вулканических пород. Отмеченное выше сближение как химического состава [Зинчук, Афанасьев, 1998], так и минералогических особенностей гипергенных продуктов к верхам элювиальных толщ показывает, что диагностическими являются их средние горизонты. Поэтому по резко различным ассоциациям в них гипергенных минералов можно определять петрохимический тип исходных, т. е. подвергшимся выветриванию пород. Образующийся в профилях КВ элювий при перестройке тектонического плана территории подвергается денудации. Переотлагающиеся в таком случае продукты в зависимости от тектономорфологического и гидрохимического характера областей осадконакопления в дальнейшем могут входить в состав различных осадочных формаций (главным образом терригенная – платформенная и геосинклинальная субформации, а также терригенно-карбонатная формации), в которых элювиальный материал накапливается либо в разуплотненном состоянии, либо в виде формации переотложенных КВ.

Таким образом, анализ полученных данных по результатам изучения КВ на туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, а также туфогенных образованиях корвунчанской свиты показал отсутствие четкой зональности и их строения даже в профилях большой мощности. Несмотря на кажущуюся однородность этих толщ, рентгенографические, электронографические и электронно-микроскопические исследования позволили существенно детализировать установленные закономерности формирования продуктов выветривания. Так, в отличие от КВ на таких полнокристаллических и монолитных породах как долериты (которые близки по составу с туфогенными брекчиями) в КВ туфов и туфогенных пород отмечается значительно большая дисперсность глинистых образований, что можно объяснить дискретностью материнских пород, представленных агрегатами мелких обломков пород и вулканического стекла. Это обеспечивало интенсивное промывание (особенно в трубчатых телах) и вынос уже на первых стадиях выветривания Са и Mg, а также окисление Fe²⁺. Обеднение пород Mg и Fe²⁺ связано в основном с разложением хлорита. При этом в нижних частях профилей выветривания (т. е. на ранней стадии преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe – гематита. Выше по разрезу последний переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид Fe – гётит. При окислении Fe²⁺ в структуре хлорита и разложении последнего вначале возникает гематит, который по мере усиления выветрелости пород также переходит в гётит. Биотит последовательно трансформируется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe³⁺ близок к ди-триоктаэдрическому типу. Проведенными исследованиями показано, что первичный вулканогенный материал, испытывающий существенное изменение в полных профилях КВ под действием гипергенных процессов, в значительной мере теряет присущие ему специфические свойства, сближаясь с продуктами изменения пород самого различного генезиса. Однако в умеренных климатических поясах, при неполных профилях КВ, нередко геодинамическим воздействиям и размыву подвергается элювиальный материал, соответствующий средним (и даже нижним) горизонтам элювиальных толщ, которые четко отражают физико-химическую и минералогическую природу исходных пород. Вследствие этого, поступающие из областей снова вулканогенный материал, попадая в пресные континентальные водоемы, обычно сохраняет первичные структурно-морфологические свойства первичных минералов, особенно при недалеком и спокойном их переносе. Размыв и перенос водными потоками и речными артериями первичного пирокластического материала приводит к определенной его деградированности, позволяющей отличать такие продукты от вновь образованных аутигенных выделений, возникших под действием седиментационных и диагенетических процессов.

Литература

Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Геология. 2000. № 3. С. 37–55.

- Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1704–1715.
- Зинчук Н.Н. Кобы выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022а. № 2. С. 100–120.
- Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопроискоковых работах // Вестн. СВФУ. Науки о Земле. 2023а. № 1. С. 5–28.
- Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отеч. геология. 2023б. № 1. С. 42–55.
- Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2023в. Т. 22. № 1. С. 32–50.
- Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отеч. геология. 2022б. № 4. С. 34–49.
- Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдяных образований в кимберлитовых породах Якутии // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. 1991. № 7. С. 58–66.
- Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазности кимберлитов // Отеч. геология. 2022в. № 1. С. 36–47.
- Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазносных россыпей // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 66–71.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование туфов и туфогенных пород Якутии в процессе выветривания // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1982. Т. 57. № 6. С. 65–80.
- Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1228–1233.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕРМИНОЛОГИИ И ПОДХОДЫ К КЛАССИФИКАЦИИ “ТОНКОЗЕРНИСТЫХ” ПОРОД СМЕШАННОГО СОСТАВА

Инкина Н.С., Салдин В.А.

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
e-mails: nsinkina@geo.komisc.ru; litgeo@geo.komisc.ru*

Несмотря на широкое распространение “тонкозернистых” пород, изучены они слабее песчаников и карбонатных пород [Macquaker, Gawthorpe, 1993; Schieber, Zimmerle, 1998; Milliken et al., 2014]. Это объясняется сложностями, связанными с получением данных о структуре, составе и, следовательно, генезисе данных пород. Полевые исследования не позволяют оценить структурную и вещественную неоднородность “тонкозернистых” пород, которая может проявляться в диапазоне масштабов от миллиметров до метров. Использование только оптико-микроскопических методов в лабораторных исследованиях оказалось недостаточным для полной характеристики этих пород. Рост добычи “сланцевой” нефти и газа в последние десятилетия вызвал повышенный интерес к “тонкозернистым” породам. Многочисленные современные исследования посвящены классификации, номенклатуре и условиям образования таких пород. [Macquaker, Adams, 2003; Potter et al., 2005; Arlin, Macquaker, 2011; Lazar et al., 2015; Конторович и др., 2016; Калмыков, Балущкина, 2017; Peng et al., 2022]. Тем не менее, до сих пор нет общепринятой классификации или однозначной терминологии, ни в отечественной, ни в зарубежной литературе.

Общепринято в отечественной литературе выделять “алевролит”, как аналог термина “siltstone”, ранее используемый в зарубежной номенклатуре. Интервал размера зерен в алевролитах обычно принимается от 0.05 до 0.005 мм. Породы, в которых преобладают зерна размером менее 0.005 мм, относятся к семейству “пелитолитов” (Систематика..., 1998). В 19 веке К. Науман ввел термин “пелиты” (от греческого “pelos” – ил, шлам) для обозначения тонкодисперсных терригенных образований, включая породы, состоящие из мельчайшего обломочного материала глинистого, известкового или смешанного состава, сделав упор на структурный признак (Викулова и др., 1973). Однако, в настоящее время в отечественной литературе термин “пелиты” (“пелитолиты”) стали использовать только для глинистых пород. Для “тонкозернистых” терригенных пород, состоящих из зерен алевроитовой (<0.01 мм) и пелитовой фракции предложены термины “алевроаргиллит” или “алевропелит” [Маслов, Алексеев, 2007; Геологический..., 2010].

Осадочные породы смешанного вещественного состава, в которых ни один из трех и более порообразующих компонентов не достигает 50%, в отечественной литературе предложено называть “микстолистом” [Систематика..., 1998]. По принципу близости компонентов выделяются составные, комбинированные, сложные и переходные. Наиболее изученными “тонкозернистыми” породами смешанного состава являются породы баженовской свиты [Конторович и др., 2016; Калмыков, Балущкина, 2017]. Разные группы исследователей предлагают свою систематику, названия и классификационные диаграммы пород баженовской свиты. А.Э. Конторович с соавторами в составе баженовской свиты выделили четыре крупных класса пород: силициты, аргиллиты, карбонатные и смешанные породы. Для последних предложен термин “микститы”. Пограничные концентрации для выделения классов и подклассов пород были выбраны 25% и 50% для минеральных фаз и 10% для керогена. Московскими геологами предложена несколько иная классификация [Калмыков, Балущкина, 2017]. Она основывается на соотношении четырех порообразующих компонентов (кремнистого, глинистого, карбонатного и керогена). Состав пород отображается на четырехкомпонентной номограмме в виде призмы. Породы, в которых ни один из компонентов не достигает 50%, но превышает 10%, называются “смешанными”.

В зарубежной литературе породы любого состава, сложенные более чем на 50% зернами размером менее <63 мкм, относятся к “fine-grained” (тонкозернистым). Если они на $\geq 50\%$ сложены силикокластикой (“siliciclastic”), то применяется термин “mudrocks” [Stow, 1981]. На протяжении нескольких десятилетий термины “mudstone, mudrock, claystone, shale, argillaceous rock, micstone

(micrite carbonate mud), marls и др.” создавали путаницу из-за того, что разные исследователи придавали этим терминам разные значения и определения, которые также со временем изменялись [Potter et al., 2005]. Например: 1) “mudstone” – общий термин для всех тонкозернистых терригенных глинистых пород [Potter et al., 2005]; 2) “mudstone” – по классификации Р. Данхема микро-тонкозернистый известняк [Систематика..., 1998]; 3) “mudstone” – название класса для всего спектра тонкозернистых (<62 мкм) осадочных пород [Lazar et al., 2015, 2022]. Важно подчеркнуть, что вопросу структурной классификации тонкозернистых пород в зарубежной литературе уделено более пристальное внимание. Так, например, в одной из самых цитируемых работ по классификации [Lazar et al., 2015, 2022], среди мадстоунов по соотношению размеров зерен выделены несколько подгрупп (крупные, средние, тонкие, песчаные). Изменчивый состав пород авторы показывают на треугольной диаграмме с вершинами общий кварц (аутигенный + обломочный) – общий карбонат (кальцит + доломит) – общая глина. Породы смешанного состава, в которых ни один компонент не достигает 50%, называют по двум преобладающим, например, глинисто-карбонатный мадстоун. Данная структурно-вещественная классификация отражает состав на конечном этапе (стадии) породообразования, без учета генезиса [Lazar et al., 2015, 2022]. К. Милликен предложила структурно-генетическую классификацию, основанную на дискриминации зерен вне- и внутривассейнового происхождения. Она предложила для тонкозернистых пород смешанного состава на основании соотношений породообразующих компонентов выделять следующие типы пород: “tarl”, “sarl”, “carl”, “varl” [Milliken, 2014]. Эти названия являются аббревиатурами, в которых “арл” обозначает тонкозернистое строение, а буквы указывают на преобладающий материал: “t” – терригенный, “c” – биогенный известковый, “s” – биогенный кремнистый и “v” – вулканогенный. В обзорной работе по классификации и схеме наименования тонкозернистых осадочных пород китайские коллеги, основываясь на классификацию О. Лазара, разработали более детальную систематику [Peng et al., 2022]. Для структурной характеристики предложена секторная диаграмма с 12 полями по соотношению алевритового/глинистого/песчаного материала, а состав пород представлен на треугольной призме, сходной с четырехкомпонентной номограммой, показанной в работе Г.А. Калмыкова и Н.С. Балушкиной [2017]. Породы смешанного состава названы “гибридными”.

В северной части Западного склона Урала, юго-западного Пай-Хоя и полярной части Приуралья, отвечающих в структурно-тектоническом плане Западно-Уральской мегазоне и Предуральскому краевому прогибу, распространены маломощные (до 25 м) верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения, картируемые как сезымская и лосиноостровская свиты. Эти свиты сложены карбонатолитами, силицолитами и “тонкозернистыми” породами смешанного состава. По нашим аналитическим данным породообразующими минералами в породах смешанного состава являются кальцит (представленный, в большей степени зернами, рассеянными в основной массе и в меньшей степени это биокластовый материал), глинистые минералы (обломочные иллит и хлорит), кварц (обломочный и аутигенный), иногда присутствуют доломит и полевые шпаты (ПШ). Размер преобладающей массы зерен менее 0.05 мм, редко встречаются более крупные. Согласно Систематике [1998], основанной на структурно-вещественном принципе, размер зерен изученных пород соответствует следующим структурам: 1) для карбонатного компонента – от тонкозернистой до пелитоморфной; 2) для кремнистого компонента – полно- и неполнокристаллической; 3) для глинистых минералов и обломочных зерен кварца и ПШ – алевритовой-пелитовой (реже 0.1–0.05 мм). Согласно зарубежной классификации, в целом, изученные породы имеют “тонкозернистую” структуру (“fine-grained”, менее <63 мкм) и соответствуют “mudstone” (в понимании [Macquaker, Adams, 2003; Lazar et al., 2015, 2022]). Пересчет данных силикатных анализов исследованных пород на нормативный минеральный состав позволил установить, что ни один минерал или даже группа минералов (например, глинистые или карбонатные) в исследованных породах не достигают 50%, а также сильную изменчивость соотношения породообразующих компонентов по разрезу. По вещественному составу согласно Систематике [1998] изученные породы отнесены нами к группе смешанных пород (микстолитам). По принципу близости компонентов нижнепермские микстолиты относятся к типу “сложных”, состав которых отражает смешении компонентов из разных надклассов. Важно отметить, что во многих изученных микстолитах аутигенный кварц по содержанию не уступает, а иногда и превосходит, обломочный кварц. Понимание генезиса кварца

и соотношения количества обломочного к аутигенному важно при разработке углеводородов в тонкозернистых породах [Peng et al., 2022]. Поэтому нами выделены в отдельные компоненты “кремнистый” – состоящий из аутигенного кварца и “алевритистый” – обломочный кварц и ПШ. К породообразующим нами отнесены компоненты с содержанием $\geq 10\%$. Для наглядного отображения трех/четырёх компонентного состава нижнепермских микстолигов предложены две треугольные диаграммы. В их вершинах находятся породообразующие компоненты (карбонатный, глинистый, кремнистый и алевритистый) или их суммы, приведенные к 100%. Диаграммы отражают изменчивый состав микстолигов и соотношение вне- и внутрибассейнового материала.

Работа проводилась в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (№ 122040600013-9, FUUU-2022-0054).

Литература

- Геологический словарь. Изд. 3-е, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А-Й. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 432 с.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 247 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2034–2043. <https://doi.org/10.15372/GiG20161106>
- Маслов А.В., Алексеев В.П. Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 21–30.
- Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / Отв. ред. В.Н. Шванов. СПб.: Недра, 1998. 352 с.
- Aplin A.C., Macquaker J.H.S. Mudstone diversity: Origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems // Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 2011. V. 95. No. 12. P. 2031–2059.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Macquaker J.H.S., Schieber J., Demko T.M. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: Nomenclature and description guidelines // J. Sediment. Res. 2015. V. 85. P. 230–246.
- Lazar O.R., Bohacs K.M., Schieber J., Macquaker J.H.S., Demko T.M. Mudstone nomenclature // (Eds O.R. Lazar, K.M. Bohacs). Sequence stratigraphy: Applications to fine-grained rocks: AAPG Memoir 126. 2022. P. 21–34.
- Macquaker J.H.S., Adams A.E. Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive Nomenclature for mudstones // J. Sediment. Res. 2003. V. 73. No. 5. P. 735–744.
- Macquaker J.H.S., Gawthorpe R.L. Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, southern England: Implications for the origin and controls of the distribution of mudstones // J. Sediment. Petrol. 1993. V. 63. P. 1129–1143.
- Milliken K. A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks // J. Sediment. Res. 2014. V. 84. P. 1185–1199.
- Peng J., Zeng Y., Yang Y., Yu L., Xu T. Discussion on classification and naming scheme of fine-grained sedimentary rocks // Petrol. Explor. Develop. 2022. V. 49. No. 1. P. 121–132.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005. 297 p.
- Schieber J., Zimmerle W. The history and promise of shale research. Shales and Mudstones, (vol. 1): Basin Studies, Sedimentology and Paleontology, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1998. P. 1–10.
- Stow D.A.V. Fine-grained sediments: Terminology // Quart. J. Geol. Hydrogeol. 1981. V. 14. No. 4. P. 243–244.

РАЗРЕЗ НОХТУЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ – УНИКАЛЬНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ

Колесников А.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: kolesnikov@ginras.ru

История современной (фанерозойского типа) биосферы ведет свое начало с “кембрийского взрыва” биологического разнообразия, произошедшего ~535 млн лет назад. Около 580–570 млн лет назад в биосфере Земли начались изменения, вызванные появлением первых сложноустроенных организмов (Metazoa). Примерно 560 млн лет назад данные организмы достигли пика своего биоразнообразия, но, уже через 10 млн лет “что-то пошло не так”, и в биосфере Земли начались изменения, повлекшие за собой сокращение биологического разнообразия вендских макроорганизмов и их экологическую реорганизацию с одновременным появлением и широкой экспансией подвижных и роющих билатерально-симметричных организмов на временной отметке ~550 млн лет что, как считалось ранее, в конечном итоге привело к полному исчезновению из ископаемой летописи организмов эдиакарского типа к началу кембрийского периода [Laflamme et al., 2013; Grazhdankin, 2014; Darroch et al., 2018]. Однако недавно удалось показать, что высокое биоразнообразие этих организмов и первое появление подвижных билатерий уже наблюдается на временной отметке ~570 млн лет [Колесников и др., 2023] и, более того, некоторые представители вендских макроорганизмов продолжали существовать в кембрийском периоде ~529–520 млн лет назад в ассоциации с многочисленными подвижными билатериями и потенциальными переходными формами (недостающими звеньями) между биотами эдиакарского и фанерозойского типов [Kolesnikov et al., 2023]. Таким образом, временной интервал 580–520 млн лет, охватывающий эти события, является самым загадочным и принципиально важным в геологической истории Земли, изучение которого позволит, с учетом новых данных, на совершенно ином уровне понять процессы становления и перестройки биосферы прежнего (докембрийского) типа в современный (фанерозойский).

В конце прошлого года впервые были представлены новые данные по био- и хемотратиграфии тинновской и нохтуйской свит, которые позволили существенно уточнить положение границы подошвы кембрия на Уринском поднятии Патомского нагорья южной части Сибири [Kolesnikov et al., 2023]. Однако наиболее интригующим открытием стало обнаружение многочисленных отпечатков и объемных слепков, полностью идентичных органам прикрепления организмов эдиакарского типа *Aspidella terranovica*, которые сохранились в ассоциации с микробияльно-индуцированными осадочными текстурами, ископаемыми следами жизнедеятельности и древнейшими остатками примитивных членистоногих в нохтуйской свите, соответствующей второму ярусу (Cambrian Stage 2, ~529 млн лет) кембрийской системы согласно Международной хроностратиграфической шкале.

С одной стороны, это фактически подтвердило гипотезу о том, что некоторые представители эдиакарских мягкотелых организмов могли существовать в фанерозое. С другой стороны, первые результаты исследования показали возможность существования мягкотелых организмов эдиакарского типа и примитивных членистоногих в специфических условиях обитания и тафономических условиях до замещения кембрийским подвижным эндобентосом. Таким образом, разрез нохтуйской свиты без всякого преувеличения становится одним из самых уникальных литологических объектов, исследование которого уже в обозримом будущем поможет пролить свет на решение проблемы исчезновения докембрийских мягкотелых организмов и трансформации древнейшей биосферы в ее современное (фанерозойское) состояние.

Исследование проведено при финансовой поддержке гранта РФФ № 24-77-10030.

Литература

- Колесников А.В., Десяткин В.Д., Терехова В.А., Паньков В.Н., Маслов А.В.* Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 281–288.
- Grazhdankin D.* Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88. No. 2. P. 269–283.
- Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Rud'ko S.V., Pokrovsky B.G.* Shadows of the past: An Ediacara-style taphonomic window in advent of Cambrian bioturbators // Precamb. Res. 2023. V. 399. P. 107238.
- Laflamme M., Darroch S.A.F., Tweedt S.M., Peterson K.J., Erwin D.H.* The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 558–573.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПУСТОТНО-ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А., Хаюзкин А.С., Валидов М.Ф.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, e-mail: Anton.Kolchugin@kpfu.ru

Карбонатные породы турнейского яруса каменноугольной системы юго-востока Татарстана, относятся к регионально нефтеносным и считаются важными объектами нефтедобычи региона. Одной из актуальных проблем, связанных с изучением коллекторов турнейского яруса является вопрос происхождения их пористости. Следует заметить, что именно поры являются определяющим типом пустотного пространства пород турнейского яруса, тогда как трещины и каверны имеют резко подчиненное значение. Одни исследователи связывают формирование пустотности с карстовыми процессами, происходившими в визейский континентальный этап развития территории [Харитонов и др., 2015]. Другие ученые полагают, что основным механизмом формирования пористости является процесс вторичного глубинного выщелачивания карбонатных пород под действием агрессивных флюидов, мигрировавших сквозь толщи известняков [Морозов и др., 2006]. Скорее всего в формировании пустотного пространства пород турнейского яруса имели место оба вышеназванных механизма образования порового пространства, однако, вклад их был разным. Основной целью исследования было выявить главные факторы, предопределившие приобретение породами турнейского яруса резервуарных свойств.

Объектами изучения были карбонатные породы турнейского различных месторождений нефти юго-восточной части Татарстана, отобранные в ходе тематических исследований по заказу малых и крупных нефтяных компаний, работающих в этом регионе. Обобщение и анализ накопленного материала были проведены по более чем 7000 м изученного керна, более чем 30 месторождений нефти.

В составе яруса принимают участие отложения четырех горизонтов: малевского, упинского, черепетского и кизеловского. При этом большая часть изученных залежей локализована именно в верхней части разреза яруса и сконцентрирована в кизеловских отложениях. Однако, на структурно наиболее приподнятых участках (Западный склон Южно-Татарского свода) залежи отмечаются и породах малевско-упинского горизонта. Отдельные залежи в этих толщах наблюдаются и в областях интенсивного размыва верхнетурнейских отложений (черепетский + кизеловский горизонты) и часто образуют единый гидродинамический резервуар с перекрывающими песчаными и алевропесчаными толщами визейского врезового комплекса (восточный борт Мелекесской впадины). Все выявленные типы турнейских известняков всех изученных горизонтов формировались в условиях нормального морского мелководного бассейна [Kolchugin et al., 2014]. Во всех изученных разрезах были встречены 6 типов известняков, ограниченных разновидностями пакстоунов и вакстоунов. Установлено, что именно пакстоуны (главным образом, пелоидные и пелоидно-криноидные) в разрезах яруса обладают значимыми коллекторскими характеристиками (рис. 1). Поры по типу относятся к межзерновым, обычно равномерно распределены в объеме породы, сообщаются между собой поровыми каналами. Так, значения пористости в пакстоунах кизеловского горизонта обычно варьируют от 9 до 12%, в малевско-упинских – от 10 до 18%. Доля пакстоунов в разрезе, особенно в верхнетурнейском подъярусе, зависела от первичных литолого-фациальных обстановок накопления карбонатов. При этом обстановки могли заметно различаться. Другие типы известняков, представленные в основном различными вакстоунами, и наиболее характерные для черепетского горизонта, обладают низкими фильтрационно-емкостными свойствами. Поры, развитые в вакстоунах обычно одиночные, субкапиллярные и не сообщающиеся между собой, а общая пористость пород не превышает 6–7%.

Следующим фактором, обеспечивающим возможность образования коллекторов в породах турнейского яруса, является вторичное выщелачивание. Именно оно обеспечивает прирост пористости в известняках за счет растворения межзернового микрита пакстоунов [Морозов и др.,

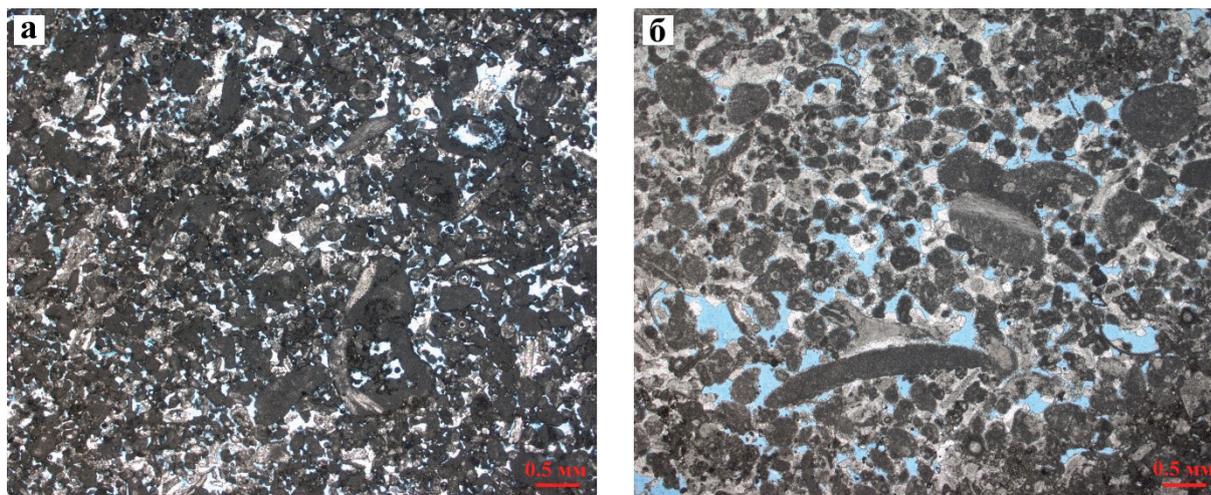


Рис. 1. Фотографии шлифов.

а – пакстоун кизеловского горизонта; б – пакстоун упинского горизонта

2006]. Несмотря на эрозионные процессы, происходившие в визейское время, карстовые процессы в известняках имеют низкую интенсивность, приводят к локальному повышению коллекторских свойств и не охватывают больших объемов пород. Анализ значительного объема керновых данных показал, что карстовые процессы развиты слабо, карстовая пористость связана исключительно с участками развития визейских эрозионных врезов.

Вторичные процессы и первичные фациальные обстановки не смогли бы в полной мере обеспечить возможность формирования залежей нефти в турнейских известняках без структурного-тектонического фактора. Большая часть турнейских резервуаров четко приурочена к антиклинальным структурам различных порядков (в основном третьего и четвертого). Современный структурный план турнейской толщи представляет собой сочетание блоковых тектонических движений и локальных седиментационных структур в виде многочисленных биогермов, развитых в подстилающих турнейские отложения комплексах девона [Войтович и др., 2003]. Такое сочетание сыграло важную роль в распределении нефтяных залежей на юго-востоке Татарстана. С одной стороны, тектонический фактор привел к поднятию западной, юго-западной и центральной частей Южно-Татарского свода, с другой, структуры более мелких порядков накладывались на общий структурный план и образовывали самостоятельные нефтеносные структуры.

Одной из особенностей пустотного пространства на структурах турнейских залежей является неравномерный характер распределения значений пористости. Наблюдается тенденция уменьшения процента пористости по направлению от купола к флангам и впадинам структурных поднятий, что подтверждено данными изучения керна [Козина, 1978]. Это, с одной стороны объясняется меньшей интенсивностью процессов выщелачивания на крыльях и прогибах структурных поднятий, с другой особенностью перераспределения растворенного вещества. По мнению авторов, увеличенная доля вторичного кальцита в крыльевых частях структур, а особенно в зонах близких к водонефтяному контакту, является результатом “стекания” растворенного вещества и его осаждения в этих участках залежей.

Таким образом, можно сказать, что лишь сочетание перечисленных выше факторов предопределило возможность формирования пустотно-порового пространства в известняках турнейского яруса, как по разрезу в зависимости от его литологического строения, так и в зависимости от положения пород в определенных частях нефтеконтролирующих структур.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Литература

- Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С.* Тектоника Татарстана. Казань: Изд-во КГУ, 2003. 132 с.
- Козина Е.А.* Условия формирования и закономерности размещения карбонатных пород-коллекторов турнейского яруса нижнего карбона юго-востока Татарии // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук / Е.А. Козина. Л., 1978. 21 с.
- Морозов В.П.* Вторичные изменения карбоновых нефтеносных известняков Волго-Уральской антеклизы // Литосфера. 2006. № 3. С. 141–148.
- Харитонов Р.Р., Арефьев Ю.М.* Влияние эрозионно-карстовых процессов на литологическую характеристику продуктивных пластов бобриковско-турнейского нефтесодержащего резервуара // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 2. С. 94–97.
- Kolchugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A., Eskin A.A.* Carbonate formation of the Lower Carboniferous in central part Volga-Ural basin // Current Science. 2014. V. 107. No. 12. P. 2029–2035.

ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОГО ЭПИГЕНЕЗА КВАРЦ-АДУЛЯРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН)

Коробов А.Д., Коробова Л.А.

*Саратовский национальный исследовательский государственный университет,
г. Саратов, e-mail: korobad@yandex.ru*

В пределах Чульманской впадины (Пристановой прогиб Алданского щита) разрез мезозойских отложений представлен следующими свитами (сверху вниз): холодниканская (K_1 , мощность 320 м) → нерюнгринская ($J_3 - 380$ м) → беркакитская ($J_3 - 1000$ м) → кабактинская ($J_3 - 600$ м) → дурайская ($J_2 - 500$ м) → юхтинская ($J_{1,2} - 420$ м). Последняя залегает на породах кембрийского и докембрийского (архейского) фундамента [Желинский и др., 1976; Желинский, 1980].

В Алдано-Чульманском районе этой впадины в межугольных песчаниках вышеуказанных свит возникла метасоматическая зональность с характерным минералообразованием: ломонтизацией в верхах и адуляризацией в низах разреза. Между ними наблюдается постепенный переход, сопровождаемый деанортризацией обломков плагиоклазов [Желинский и др., 1976]. Это, сообразно представлений Д.С. Коржинского [1953] и А.Д. Коробова с коллегами [1993], соответствует смене с глубиной низкотемпературных цеолитовых пропилитов кварц-адуляровыми метасоматитами зоны гидротермальной аргиллизации.

В песчаниках и гравелитах холодниканской свиты значительная часть пор выполнена ломонтином (10–30%) и хлоритом. Ломонит является очень “агрессивным” минералом, образующим специфические структуры метасоматического замещения в песчаниках. Иногда он формирует сплошные участки цемента, в которых “запечатаны” сохранившиеся кристаллы. Нередко ломонит почти полностью замещает терригенные зерна [Желинский и др., 1976]. Это сопровождается выносом большого количества петрогенных элементов.

В нижней части юхтинской свиты (100–120 м) широко развиты песчаники и гравелиты с адуляровым (низкотемпературный ортоклаз) и кварц-адуляровым цементом, которые характеризуются исключительно высокой крепостью и плотностью. Новообразованный калишпат образует каймы вокруг обломочных зерен, развивается в виде мелкозернистого агрегата по цементу породы. Обломки терригенных микроклинов в связи с давлением разбиты трещинами или раздроблены и развальцованы. В таких случаях адуляр не только нарастает на эти зерна наружной каймой, но и залечивает трещины и сращивает обломки воедино. Зерна терригенного микроклина обнаруживают признаки растворения корродируются и замещаются адуляровым цементом [Желинский и др., 1980]. Такое перераспределение минеральной массы в Чульманской впадине привело к формированию метасоматической зональности. В межугольных пластах-коллекторах происходит смена сверху вниз цеолитовых пропилитов (280–200°C) кварц-адуляровыми метасоматитами, в которых появление адуляра, по данным гомогенизации газовой-жидких включений, осуществляется при 195–175°C [Коробов и др., 1993]. То есть по мере приближения к архейскому складчатому основанию, терригенные межугольные породы испытывали гидротермально-метасоматические преобразования в режиме понижающихся температур от 280 до 175°C. Это привело к формированию обратной, по классификации Ю.А. Билибина [1951], вертикальной метасоматической зональности [Коробов, Коробова, 2023]. Следовательно, древний фундамент Алданского щита выступал в роли охладителя горячих нисходящих растворов.

Между самыми грубозернистыми свитами (холодниканской и юхтинской), испытавшими максимальный эпигенез благодаря их повышенной проницаемости, залегает дурайская свита, верхняя часть которой отличается наиболее тонкообломочным составом пород. Здесь выделяются глинистые ритмы до 20–50 м мощности, в числе которых распространены углистые аргиллиты с содержанием органического вещества (ОВ) до 40–50% объема породы. Им свойственна низкая проницаемость и слабость изменений в эпигенезе. Эта часть свиты характеризуется промышленной угленосностью (пласты Карьерный, Чульманский и Верхний), возникшей в результате накопления

каустобиолитов в континентальных условиях застойной обводненности торфяников [Вальц, 1961; Бредихин, 1972; Желинский и др., 1976].

Установлено, что кристаллический фундамент Чульманской впадины, как и всего Пристанового прогиба, подвергся интенсивным тектоническим движениям по зонам древних разломов складчатого основания, возобновившимся в мезозое после длительного периода относительного покоя. Блоковые перемещения, особенно ярко проявившиеся в раннемеловое время [Желинский, 1980], вызывали интенсивный стресс, который затронул и перекрывающие юрско-меловые отложения [Мокринский, 1961].

В такой обстановке в зонах разломов и трещиноватых пород возникают и функционируют пульсирующие глубинные пустотные пространства со свободной циркуляцией поверхностных вод (в том числе отделяющихся флюидов от испытывающих углефикацию торфяников), которые, многократно повторяя цикл, засасываются вниз (иногда до глубин 15 км) с последующим отжатием вверх [Жабрив и др., 1995]. В условиях Южно-Якутского угленосного бассейна это приводило к смешению восходящих холодных растворов, находящихся в разбитых разломами с оперяющей трещиноватостью породах древнего фундамента с нисходящими гидротермами, рожденными в мезозойском осадочном чехле преимущественно сейсмотектоническими процессами.

Это вызывало перераспределение больших масс минерального вещества в разрезе месторождений, чему способствовала исключительно высокая степень обводненности алдано-чульманских торфяников – характернейшая черта всех углей Южно-Якутского бассейна [Фролов, 1975].

В силу большого различия проницаемости пород юхтинской и дурайской свит, с началом тектонической активизации минеральные изменения в них, с учетом исходного состава, и скорость их проявления были существенно неодинаковы. В условиях интенсивных стрессовых явлений могли произойти наложения минеральных ассоциаций различной природы, возникших в этих гидродинамически сообщающихся свитах, и исказить объективную картину развития гидротермального процесса в угленосной толще. Это удастся проследить на примере диагенетической миграции сульфидов в юрских породах Чульманской впадины.

И.Э. Вальц [1961] в этой связи отмечает характерные особенности южноякутских углей, заключающиеся в поразительной бедности включений пирита и сокращении его содержания от степени тектонической дислоцированности толщ каустобиолтов. Так, в нескольких слоях углей пласта Верхнего в дурайской свите наблюдаются отдельные зерна и микроскопические конкреции пирита аутигенного происхождения. Важно подчеркнуть, что этот пласт испытал слабые тектонические нарушения по сравнению с пластом Карьерным, отличающимся чрезвычайно интенсивной тектонической дислоцированностью [Мокринский, 1961]. В его углях в очень редких случаях удастся обнаружить мелкие и мельчайшие кристаллы сингенетического пирита [Вальц, 1961]. Но с другой стороны, в гидротермально измененных песчаниках и гравелитах юхтинской свиты (верхняя-нижняя части), практически лишенной ОВ, которая подстилает угленосную дурайскую свиту, обнаружены повышенные скопления пирита.

В верхней и средней части юхтинской свиты пирит составляет до 50% объема тяжелой фракции. Его выделения приурочены к промежуткам между обломочными кристаллами. В ряде случаев он замещает вторичный кварцевый цемент, иногда разъедает регенерационные каемки кварца и даже сами зерна. В нижней части юхтинской свиты, в песчаниках, испытавших интенсивный калиевый метасоматоз и окварцевание в процессе резкого охлаждения гидротерм древним фундаментом [Коробов, Коробова, 2023], также присутствует большое количество пирита. Пирит встречается в форме спорадически выделений и мелкой вкрапленности, линзовидных включений и примазок, иногда он образует конкреционные подобные скопления. Включения имеют размеры от 2–5 мм до нескольких сантиметров. Пирит интенсивно корродирует обломочные и аутигенные зерна кварца, полевых шпатов и не редко можно наблюдать, что в пиритовых новообразованиях сохраняются лишь реликты этих кристаллов. Важно подчеркнуть, что данный минерал окружен бурой каймой гидроокислов железа. При этом пирит сохраняет свою первоначальную структуру и состав [Ишина, 1961; Желинский и др., 1976].

Эта особенность отличает пирит юхтинской свиты от аналога углей и углистых аргиллитов дурайской свиты, где он не окислен. Следовательно, можно утверждать, что в песчаниках и гравелитах юхтинской свиты существовали окислительные, а в перекрывающих их углях и углистых

аргиллитах сохранялись восстановительные условия. Это свидетельствует о перераспределении сульфида железа в условиях тектонической активизации из материнских пород в практически лишенных ОВ толщи, где гидротермальные процессы шли в окислительной обстановке. Поэтому можно утверждать, что накопление эпигенетического пирита происходило на окислительном геохимическом барьере в сейсмостектонической обстановке. Как это могло осуществляться?

Установлено [Розанов, Морозов, 1983; Морозов, 1984, 1994а, 1994б; Гаврилов, 2010], что в этом процессе участвовал гелеобразный гидротроилит ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), обладающий миграционной способностью в углистых аргиллитах и углях на стадии их диагенеза. По мнению этих ученых важную роль в локализации сульфидов на границе сред с существенно различными значениями Eh играло то обстоятельство, что S пирита (дисульфида) является более окислительной формой, чем S гидротроилита (моносульфида). Иными словами, для образования пирита (уже немиграционноспособного) требовался окислитель – кислород. В условиях Южно-Якутского бассейна кислород атмосферного происхождения привносили в песчаники и гравелиты юхтинской свиты нисходящие на большие глубины метеорные воды в процессе пульсирующего стресса.

Этот же стресс отжимал из материнских пород и перемещал гидротроилит в окислительные и охлажденные древним фундаментом условия минералообразования. При этом создавалось благоприятная обстановка для стремительного формирования пирита часто в “агрессивной”, по отношению к другим минералам, форме.

Литература

- Билибин Ю.А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. общ-ва. 1951. Ч. 80. № 2. С. 81–87.
- Бредихин И.С. Стратиграфия. Мезозойская группа // Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. С. 197–235.
- Вальц И.Э. Петрографический состав и строение угольных пластов Южной Якутии // Южноякутская угленосная площадь. М.-Л.: АН СССР, 1961. С. 176–277.
- Гаврилов Ю.О. Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 2. С. 133–150.
- Жабров И.П., Каракин А.В., Лобковский Л.И. Пульсирующее глубинное пустотное пространство и свободная циркуляция метеорных вод в земной коре // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 2. С. 231–233.
- Желинский В.М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 119 с.
- Желинский В.М., Коробицына В.Н., Каримова С.С. Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.
- Желинский В.М., Коробицына В.Н., Кокин А.В. О роли гидротермальной деятельности в процессах метаморфизма углей Южной Якутии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 929–932.
- Ишина Т.А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии // Южноякутская угленосная площадь. М.-Л.: АН СССР. 1961. С. 43–121.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.-Л.: АН СССР, 1953. С. 75–149.
- Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.В. и др. Минералообразующие и геохимические процессы в структуре гидротермальной системы. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 88–120.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А. Метаморфизм угленосных толщ и обратная вертикальная метасоматическая зональность в межугольных терригенных пластах (Чульманская впадина, Южно-Якутский бассейн) // Литогенез и минерогения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж, 2023. С. 162–166.
- Мокринский В.В. Тектоника Южноякутской угленосной площади // Южноякутская угленосная площадь. М.-Л.: АН СССР, 1961. С. 278–354.
- Морозов А.А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 1. Формы Fe и S в гомогенных отложениях континентальных районов шельфа // Литология и полез. ископаемые. 1994а. № 4. С. 3–16.
- Морозов А.А. Железо и сера в осадочном процессе кислородной зоны Черного моря. Сообщение 2. Ранний диагенез осадков и его роль в гомогенном осадкообразовании на шельфе // Литология и полез. ископаемые. 1994б. № 5. С. 36–51.
- Морозов А.А. О роли растворенного кислорода в процессах образования восстановленных форм серы в диагенезе морских осадков // Тр. VI школы по морской геологии. М.: ИО РАН, 1984. С. 135–136.
- Розанов А.Г., Морозов А.А. О диагенетических сульфидах железа в морских осадках // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 89–101.
- Фролов В.И. Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. М.: Наука, 1975. 76 с.

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКОЙ ТОЛЩИ САРАЙЛИНСКОГО ПРОГИБА

Королев Э.А., Морозов В.П., Ескин А.А., Кольчугин А.Н., Хаюзкин А.С.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий,
г. Казань, e-mail: edik.korolev@gmail.com*

Снижение ресурсного потенциала углеводородов в старых нефтедобывающих регионах России стимулирует нефтяные компании к поиску новых объектов для разработки. В последние годы многие нефтедобывающие компании сконцентрировали внимание на нефтематеринских породах доманикоидной формации, которые в перспективе могут стать новым источников нефти. Стимулом к геологическим изысканиям в этом направлении послужили успешные разработки высокоуглеродистых отложений месторождения Баккен (США), из которых извлекают сланцевую нефть. На территории Волго-Уральской антеклизы отложения доманиковой формации приурочены к Камско-Кинельской системе прогибов [Лян и др., 2015; Кирюхина и др., 2023]. Одним из структурно-тектонических элементов системы прогибов является Сарайлинский прогиб, разделяющий Южный и Северный купола Татарского свода. В его пределах залегают мощные толщи терригенных пород, которые по содержанию органического вещества относятся к нефтематеринским отложениям. Наличие в Сарайлинском прогибе нефтяных залежей позволяет предположить, что источником углеводородов являлись исходные породы, обогащенные сапропелевым веществом. Однако для определения потенциальной значимости Сарайлинской терригенной толщи в процессах нефтегенерации необходимо провести литолого-минералогические исследования пород с целью определения их строения, минерального состава, содержания органического вещества.

Объектом исследования послужили керны скважин, вскрывших Сарайлинскую толщу в осевой и присклоновой части одноименного прогиба. После проведения макроскопического описания керна скважин и определения основных литотипов пород, был произведен отбор образцов, которые были отправлены на оптико-микроскопический, рентгенографический и термический анализы.

Изучение керна материала скважин, прошедших терригенную толщу в Сарайлинском прогибе, позволило выявить основные литотипы осадочных пород и особенности их залегания в разрезах. По данным оптической микроскопии было установлено, что в разрезе преобладают светло-темно-серые известняки и темно-серые до черного карбонатно-кремнистые породы смешанного состава, среди которых залегают небольшие прослойки черных аргиллитов. Контакты между слоями разнофациальных пород резкие, четкие, что свидетельствует о резких сменах условий седиментации. Известняки представлены тремя фациями карбонатных пород, которые можно подразделить на мадстоуны, вакстоуны и пакстоуны.

Известняки мадстоуны сложены микро-тонкозернистым кальцитом, зерна которого образуют плотные незакономерные агрегатные сростки. В межзерновом пространстве кальцитовых агрегатов отмечаются темно-бурые вкрапления сингенетического органического вещества, придающего породе темный оттенок. Органическое вещество скоагулировано в изометричные агрегаты, либо образует тонкие пленочки вокруг кальцитовых зерен. В известняках отмечается неравномерная послонная перекристаллизация. Участки, обогащенные органическим веществом, сохранили первичную микрозернистую структуру кальцита, участки, обедненные органическим веществом, – поверглись более относительной перекристаллизации с образованием тонкозернистого кальцита. Чередование микро- и тонкозернистых кальцитовых слоев обуславливает горизонтально слоистую текстуру породы. В зернистой массе присутствует до 10% включений органических остатков, представленных кальцисферами и радиоляриями. Из аутигенных минералов присутствует аутигенный пирит, метасоматически развивающийся по кальциту породы.

Известняки вакстоуны по строению, составу и структурно-текстурным признакам схожи с известняками мадстоунами. Отличие заключается в несколько большем содержании сингенетического планктонного органического вещества и фрагментов кальцисфер, радиолярий

и сине-зеленых водорослей. Из аутигенных минералов, помимо пирита, присутствуют агрегаты тонкозернистого халцедона, что указывает на растворение радиолярий и переотложение кремнезема.

Известняки пакстоуны сложны в основном (75–80%) органическими остатками, представленными микрозернистыми комковатыми агрегатами сферидальной формы (80%), фрагментами криноидей (15%) и кальцисферами (5%). Биокласты образуют плотную структурную упаковку. Фрагменты морских организмов сцементированы кальцитовым цементом порового типа, выполнения, с микрозернистой структурой. В межзерновом пространстве кальцитового цемента отмечаются многочисленные черные и темно-бурые включения органического вещества, придающего породе темный оттенок.

Карбонатно-кремнистые породы сложены агрегатными сростками микро-тонкозернистого кальцита с халцедоном с включениями радиолярий. За счет большего содержания сапропеливого вещества карбонатно-кремнистые прослойки характеризуются черной окраской. Из аутигенных минералов фиксируются зерна пирита и доломита.

Аргиллиты сложены сильно измененными глинистыми минералами, претерпевшими процессы трансформации кристаллической структуры. Под действием давления глинистые минералы уплотнились, их частички соприкасаются базальными плоскостями. Между частичками глинистых минералов расположены скоагулированные агрегаты органического вещества. Часть органического вещества сконцентрировано в виде линзовидных обособлений, часть – в виде тонких пленочек на поверхности глинистых минералов. Относительно высокое содержание органического вещества обуславливает черную окраску породы, а преобладание линзовидных обособлений – линзовидно-слоистую микротекстуру. Аргиллиты содержат 5–10% аллотигенных зерен кварца и фрагментов радиолярий, сложенных тонкозернистым халцедоном. Также присутствуют редкие зерна аутигенного пирита и агрегаты тонкозернистого халцедона.

Рентгенографические исследования показали, что для каждого литотипа породы характерен свой индивидуальный состав минеральных ассоциаций. В известняках основным пороодообразующим минералом является кальцит, часто в ассоциации с доломитом. В отдельных слоях карбонатных пород отмечаются небольшие примеси халцедона, пирита и галита. Карбонатно-кремнистые породы смешанного состава представлены зернами кальцита и халцедона в различных соотношениях. В качестве примесных минералов присутствуют доломит, пирит, иллит и каолинит. В аргиллитах пороодообразующими минералами являются халцедон, смешаннослойная фаза иллит-монтмориллонитового состава, каолинит и кальцит. Отмечается присутствие пирита и доломита.

Определение содержания сингенетической органической компоненты с помощью термического анализа позволило установить особенности распределения керогена по разрезу Сарайлинской толщи. Была отмечена тенденция увеличения относительного содержания керогена в ряду: известняк → карбонатно-кремнистые породы → аргиллиты. На кривых дифференциально-термического анализа (ДТА) органическое вещество дает три экзотермических эффекта в диапазоне температур 240–580°C. Первый эффект обусловлен термической деструкции низкомолекулярной органической компоненты, второй и третий – высокомолекулярной. То есть, сингенетическое органическое вещество относится к биогенным полимерам сложного состава.

Анализ полученных материалов исследований позволяет считать, что терригенная толща Сарайлинского прогиба формировалась в морском бассейне седиментации с аномальным газовым режимом. Судя по ассоциации органических остатков в известняках, большая часть карбонатных пород, за исключением известняков пакстоунов, образовывалась в условиях дефицита кислорода. На это, в частности, указывает присутствие в составе пород сингенетического органического вещества и отсутствие остатков бентосных морских организмов. При этом фрагменты нектона свидетельствуют, что водная толща выше придонного слоя морского бассейна была насыщена по кислороду. Горизонтально слоистая текстура пород является следствием их аккумуляции в относительно глубоководных западинах, где господствовали спокойные гидродинамические условия водной толщи. Резкие переходы известняков в карбонатно-кремнистые породы и аргиллиты по разрезу указывают на быстрые смены геохимических параметров водной толщи в пределах Сарайлинского прогиба. Более высокое содержание сапропелевых остатков в породах

смешанного состава указывает, что причиной этого были всплески жизнедеятельности фито- и зоопланктона. Причем в экологической нише данного биотопа среди планктонных организмов преобладали кремнистые организмы (радиолярии). При отмирании планктона органическое вещество и минеральные скелеты радиолярий поступали на дно морского бассейна, формируя илы, обогащенные биогенным материалом. Спокойный гидродинамический режим в заглубленных участках морского дна способствовал насыщению придонного слоя воды углекислым газом и обеднением кислорода. В результате этого шло подавление бентосных организмов и обогащение илов фрагментами nektona (конодонты). Вероятно, в это время шел снос береговой линии терригенного материала, который, накапливаясь в осевой части Сарайлинского прогиба, образовывал слои аргиллитов. Систематическое поступление планктоногенного материала в илстые осадки и отсутствие кислорода в придонном слое морского палеобассейна создали условия для захоронения сингенетического органического вещества [Бушнев и др., 2016]. По относительному содержанию органического вещества (<5%) большая часть пород относится к доманикоидам. Согласно работам [Морозов и др., 2022] сингенетическое органическое вещество характеризуется относительно низкой степенью преобразования. То есть, породы не достигли стадии нефтегенерации. При этом наличие нефтяных залежей в бортовых частях Сарайлинского прогиба позволяет допустить наличие источника углеводородов в осевой части отрицательной структуры. Предпосылками этого является повышенный тепловой фон в пределах региональных тектонических разломов в основании прогиба [Христофорова и др., 2008]. Наличие сапропеливого органического вещества в осадочных породах способствовало развитию аутигенной минерализации. Выделяя углекислый газ и насыщая поровые растворы углекислотой, органическое вещество активизировало процессы перекристаллизации исходного микрозернистого кальцита в тонкозернистый. Вариации кислотности-щелочности в поровой среде приводили к растворению и последующему осаждению кремнезема. В результате этого в породах смешанного карбонатно-кремнистого состава образовывались аутигенные агрегаты тонкозернистого халцедона, источником которого являлись кремнистые скелеты радиолярий. Часть активного кремнезема выполняла полости ранее сформированных тектонических трещин. В отдельных слоях осадочных пород создавались повышенные парциальные давления углекислого газа. Это приводило к образованию ромбоэдрических зерен аутигенного доломита. Подавленная активность кислорода при наличии сераорганических соединений вызывала всплеск жизнедеятельности сульфатредуцирующих микробиальных сообществ, насыщающих поровые растворы сероводородом. Последний, связываясь с двухвалентными ионами железа образовывал зерна пирита, развивающиеся по кальциту. Особенности аккумуляции и постседиментационных преобразований органоминерального вещества на протяжении долгой геологической истории формирования современной облик Сарайлинской терригенной толщи.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, проект № FZSM-2023-0014.

Литература

- Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Пономаренко Е.С., Зубова Т.А. Аноксия доманикового бассейна Тимано-Печорского региона // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 329–335.
- Кирюхина Т.А., Фадеева Н.П., Ступакова А.В., Полудеткина Е.Н., Сауткин Р.С. Доманиковые отложения Тимано-Печерского и Волго-Уральского бассейнов // Геология нефти и газа. 2023. № 3. С. 76–87.
- Лян С.П., Галушин Г.А., Филиппов В.П. Условия формирования доманикитов юго-востока Русской платформы // Георесурсы. 2015. № 3(62). С. 54–63.
- Морозов В.П., Хаюшкин А.С., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Мухамедьярова А.Н., Морозова Е.В., Ескин А.А., Назимов Н.А., Газеева Ф.М., Захарова Н.С. Геологические предпосылки поиска пород с повышенными коллекторскими свойствами в отложениях доманикового типа на территории Республики Татарстан // Георесурсы. 2022. Т. 24. № 4. С. 40–49.
- Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Бергман М.А. Анализ геотермических карт и перспективы нефтегазоносности глубоководных отложений (на примере Республики Татарстан) // Георесурсы. 2008. № 3(26). С. 10–12.

СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Котик И.С., Майдль Т.В., Нечаев М.С., Котик О.С.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: iskotik@gmail.com

Нижнедевонские отложения являются основным объектом промышленного освоения залежей углеводородов (УВ) на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Промышленная нефтеносность нижнего девона установлена на более чем 20 месторождениях [Юрьева, 2020]. При изучении нижнедевонских отложений основное внимание исследователей было уделено вопросам стратиграфии, реконструкции седиментационных условий формирования, строения природных резервуаров и характеристике пород-коллекторов [Жемчугова, 2000; Юрьева, 2020]. В меньшей степени уделялось внимание оценке их как нефтегенерационных пород, способных к формированию залежей УВ. В связи с этим нами был изучен наиболее представительный разрез нижнедевонских отложений в естественных выходах, расположенный в северной части гряды Чернышева (рис. 1).

В стратиграфическом расчленении разреза выделяются овинпармский и сотчекыртинский горизонты, относимые к лохковскому ярусу нижнего девона [Цыганко, 2011].

В строении разреза выделяются шесть пачек: I – доломитово-глинистая, II – доломитовая, III – глинисто-доломитово-известковая, IV – доломитовая, слагающие овинпармский горизонт и V, VI – доломитовые в сотчекыртинском горизонте. В настоящее время основание разреза в объеме пачки I не обнажено и не доступно для изучения.

Пачка II (39.5 м) сложена доломитами, от светло до темновато-серых, тонко- и среднеплитчатых.

Основными типами пород, слагающих разрез пачки, являются доломиты, микро-тонкозернистые, содержащие детрит и створки раковин остракод, гастропод и мелкий шлам и доломиты, мелко-среднезернистые, включающие перекристаллизованные крупные раковины гастропод, остракод, брахиопод, обломки крупных раковин двустворок и мелкий детрит, образующих иногда скопления ракуши. В верхней половине пачки также присутствуют слои (0.3–2.8 м) доломитов, светло-серых, мелко-среднезернистых с колониями ветвистых строматопорат, раковинами брахиопод, редкими остатками табулят и неопределимым мелким детритом. Такие породы можно отнести к баундстоунам, формирующих органогенные тела типа биостромов [Уилсон, 1980]. Формирование отложений пачки связывается с обстановками мелководной ограниченной сублиторали внутренней зоны рампа и с появлением в верхней части пачки обстановками отмелей среднего рампа.

Следующая пачка III (24 м) отличается глинисто-доломитово-известковым составом пород. Слагающие ее пятнисто-полосчатые богатые фаунистическими остатками карбонатные и глинисто-карбонатные отложения с преобладающей структурой вакстоунов-пакстоунов, в различной степени биотурбированные, характеризуют открыто морские обстановки внешнего рампа (ниже базиса нормальных волн). Появление в верхней половине пачки в составе осадка пелоидного компонента может указывать на некоторое обмелении бассейна.

В строении IV пачки (24 м) участвуют преимущественно доломиты вторичные с реликтами первичных структур мадстоунов и вакстоунов, накопление которых могло проходить в обстановке ниже базиса действия штормовых волн с незначительным привнесением детрита морского бентоса мелкопесчаной и алевроитовой размерности, что свидетельствует о бассейне, более экранированном чем ранее. Данные особенности удовлетворяют отнесению к отложениям сублиторальных “лагунов” внутреннего рампа (или зоне мелкой сублиторали с ограниченной циркуляцией).

Отложения пачек V (34 м) и VI (45.5 м) сотчекыртинского горизонта перекрывают отложения овинпармского горизонта. Отличительной чертой строения разреза пачек является значимая роль строматолитовых образований. Микрозернистый состав, слоистая, связанная с микробиально-водорослевыми образованиями текстура, фенестровое строение, преобладание пелоидных компонентов, иногда в ассоциации с мелкими остракодами – все эти признаки свидетельствует

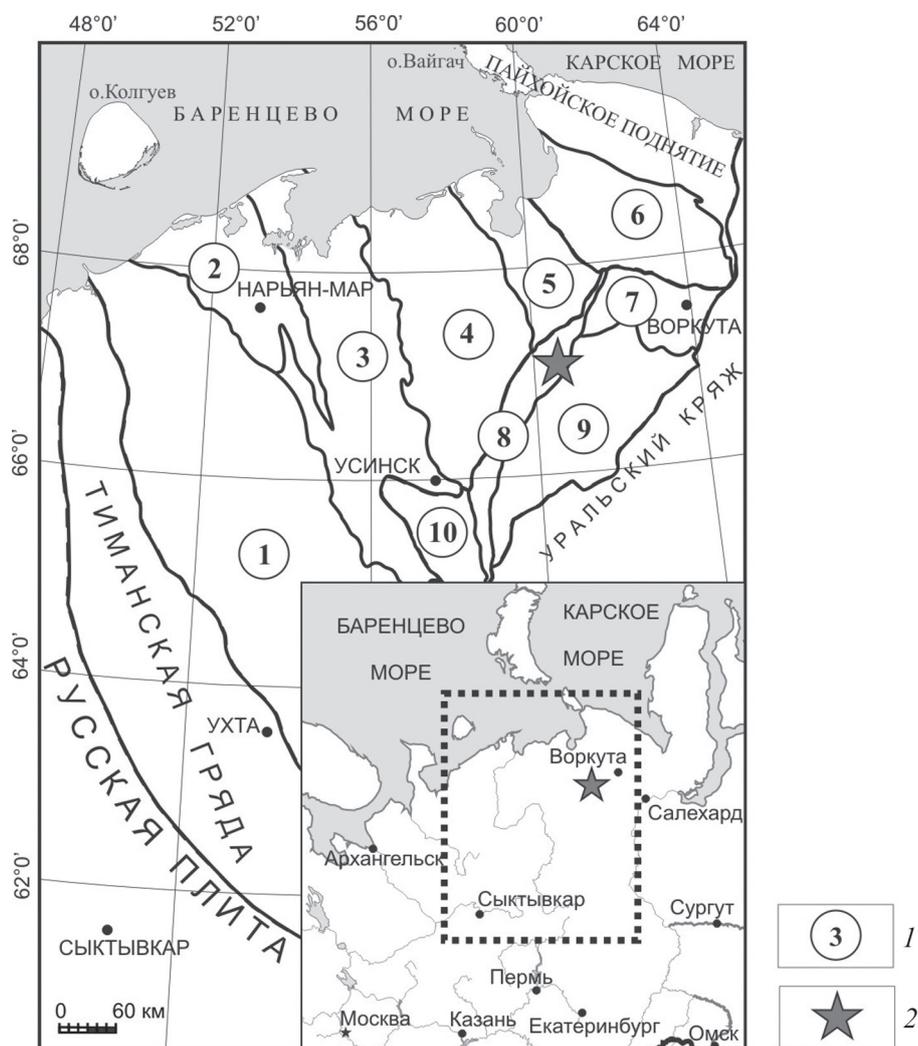


Рис. 1. Расположение изученного разреза на карте тектонического районирования Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

1 – тектонические элементы: 1 – Ижма-Печорская синеклиза, 2 – Малоземельско-Колгуевская моноклираль, 3 – Печоро-Колвинский авлакоген, 4 – Хорейверская впадина, 5 – Варандей-Адзвинская структурно-тектоническая зона, 6 – Кортаихинская впадина, 7 – Воркутское поперечное поднятие, 8 – гряда Чернышева, 9 – Косью-Роговская впадина, 10 – Большесынинская впадина; 2 – естественные выходы нижнедевонских отложений на руч. Дэршор

об образовании осадков в пределах мелководных изолированных водоемов и лагун [Уилсон, 1980; Flügel, 2010]. Вероятные обстановки формирования отложений пачек связаны с условиями ограниченной сублиторали внутренней рампы и прибрежными литоральными фациям.

Петрологическое изучение органического вещества (ОВ) пород показало, что оно представлено только включениями битуминита, твердых битумов и битумами, представляющих продукты преобразования морского альгогенного ОВ.

Определение содержания ОВ в породах изученного разреза показало преимущественно его не высокие концентрации. В овинпармских отложениях породы пачек II и IV характеризуются низкими концентрациями органического углерода ($C_{орг}$, %) – 0.03–0.18%. Повышенные содержания $C_{орг}$ установлены только в глинисто-доломитово-известковой III пачке: 0.13–0.35% в известняках и 0.54–1.44% в глинистых известняках. В сотчемкыртинском горизонте (пачки V и VI) для всех литологических разностей пород характерны низкие концентрации $C_{орг}$, изменяющиеся в пределах 0.05–0.17%.

Для глинисто-доломитово-известковых отложений III пачки, наиболее обогащенных ОВ были проведены пиролитические исследования методом Rock-Eval. Основными пиролитическими

параметрами, по которым оценивается генерационный потенциал пород, являются значения пика S_2 (мг УВ/г породы) и водородного индекса (НІ, мг УВ/г $C_{орг}$). Для известняков величина S_2 и НІ составляет 0.04–0.54 мг УВ/г породы и 19–200 мг УВ/г $C_{орг}$ соответственно. В глинистых известняках значения данных параметров составляют: S_2 – 0.65–6.19 мг УВ/г породы, НІ – 120–430 мг УВ/г $C_{орг}$.

Уровень катагенетической преобразованности ОВ оценивался по данным показателя отражения витринита и пиролиза Rock-Eval. Проведение измерений показателя отражения было выполнено по битуминиту (RB, %), с последующим пересчетом в “эквивалент витринита” (RV_{eq} , %). Полученные значения RV_{eq} для двух образцов составили 0.75 и 0.81%. Данные пиролиза Rock-Eval, такие как температура максимального выхода УВ (T_{max} , °C) и индекс продуктивности (PI), составляют, соответственно, 437–449°C и 0.01–0.07, что отражает зрелость ОВ на уровне начала–середины главной зоны нефтегенерации.

Таким образом, для большей части изученного разреза нижнего девона, в отложениях различного фациального генезиса содержатся низкие концентрации ОВ. Нефтематеринские породы установлены только в отложениях III пачки, формировавшихся в открыто морских условиях при максимуме трансгрессии морского бассейна. По геохимическим параметрам $C_{орг}$, S_2 , НІ они характеризуются как низко- и среднепродуктивные нефтематеринские породы. Степень катагенетической преобразованности ОВ нефтематеринских пород соответствует градации МК₂, что свидетельствует о достижении условий середины главной фазы нефтегенерации.

Литература

- Жемчугова В.А., Мельников С.В., Данилов В.Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории / Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.
- Цыганко В.С. Девон западного склона севера Урала и Пай-Хоя (стратиграфия, принципы расчленения, корреляция). Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2011. 356 с.
- Юрьева З.Л. Нижнедевонские отложения северо-востока европейской части России (стратиграфия, корреляция). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 164 с.
- Flügel E. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application / 2nd ed. Berlin: Springer, 2010. 984 p.

О ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупенин М.Т.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail: krupenin@igg.uran.ru*

Магнезит является важнейшим сырьем для металлургических огнеупоров, поскольку получаемый из него периклаз (MgO), имеет температуру плавления 2800°C. Среди промышленно-генетических типов магнезитовых месторождений обычно выделяют несколько главных: разнообразные скопления криптокристаллических магнезитов, связанных с корой выветривания гипербазитов, достаточно однородная по свойствам группа месторождений кристаллических магнезитов (МКМ) в карбонатных толщах, метасоматических магнезит-тальковых залежей, образованных по гипербазитам. Предлагается выделить группу микрокристаллических магнезитов в эвапоритовых прибрежных терригенно-сульфатно-карбонатных толщах. В зависимости от условий формирования, которые до сих пор недостаточно изучены, закономерности размещения и минералого-геохимические признаки выделенных групп месторождений существенно различаются.

Основным промышленно-генетическим типом магнезитового сырья являются месторождения кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах, на формирование которых существуют разные гипотезы образования, от осадочной до постмагматической. Дискуссионность проблемы определяется различиями возможных источников магния и механизмов рудоотложения. К рифейским неметаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочена Южно-Уральская провинция МКМ, а также широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород. Огромные запасы карбонатных руд, хорошая доступность, подробная изученность условий залегания дает удобную возможность для разработки генетических моделей.

Осадочная гипотеза предполагала источник Mg для МКМ из кор выветривания [Schroll, 2002; Шевелёв и др., 2003] или эвапоритовых лагун [Siegl, 1984; Dong et al., 2016]. Гидротермально-метасоматическая гипотеза предлагала разные варианты источника – гидротермальный в связи внедрением как базитов [Pohl, 1989], так и гранитов (*постмагматическая*), масштабная доломитизация толщ при метаморфизме [Kilias et al., 2006] (*метаморфогенная*); тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в катагенезе [Анфимов, 1997] (*элизионно-катагенетическая*). Каждая из гипотез была достаточно декларативна. В начале текущего века для МКМ был предложен непротиворечивый источник магния и флюида – эвапоритовый рассол, захороненный в осадочных толщах. Этот механизм впервые было доказан для МКМ Австрии с использованием данных ионной хроматографии флюидных включений в магнезитах (*инфильтрационно-рассольная модель*) [Prochaska, 2000; и др.] и адаптирован для Южно-Уральской провинции (*термально-рассольная модель*) [Крупенин, Кольцов, 2017; и др.].

Седиментационное образование магнезита проблематично по критериям термодинамики и кинетики: по данным экспериментов, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg [Scheller et al., 2021]. Образованию седиментогенного магнезита препятствует его уникальная гидрофильность (устойчивая ковалентная связь катиона Mg^{2+} с гидроксидом), не позволяющая получить магнезит в атмосферных условиях. Физико-химические расчеты указывают на образование магнезита в карбонатном субстрате только при увеличении температуры, Mg/Ca, давления CO_2 [Крупенин, Кольцов, 2017; и др.]. Однако в нескольких генетических типах магнезит формируется на ранних стадиях литификации. Сложность объяснения появления тел именно кристаллического магнезита в древних карбонатных толщах и их отсутствие в карбонатных мезо-кайнозойских толщах породила “проблему магнезита” [Aharon, 1988]. Кроме того, в экспериментах с получением магнезита из морской воды при повышенных параметрах среды его осаждение всегда сопровождается выпадением $CaSO_4$, что не соответствует наличию природных залежей чистого магнезита.

Тем не менее, на ранних стадиях литификации осадков фиксируется несколько генетических типов магнезита. Сюда относятся магнезитовые жильные штокверки в щебенистой коре выветривания гипербазитов (в Европе – эвбейский тип, широко представленный в Греции, Югославии и других странах на Балканах; в РФ это халиловский тип). С эвбейским типом связан кластогенный тип переотложенных магнезитов, образующий прослои при перемыве кор выветривания по гипербазитам с участием процессов диагенетического конкреционного обогащения в кайнозойских терригенных континентальных бассейнах (также месторождения на Балканах, типа Бела Стена в Югославии или Реденсион на Кубе). Офиолит-магнезитовая провинция Тетис, простирающаяся от бывшей Югославии на западе до Пакистана на востоке, в том числе в Иране и Турции является крупнейшей в Евразии [Mirnejad et al., 2015]. В месторождении Кунварара (Квинсленд, СВ Австралии) по переотложенным штокверковым магнезитам из кор выветривания гипербазитов образуются аллювиальные тела вторичных комковатых и нодулярных тонкокристаллических магнезитов с огромными запасами [Schmidt, 1987].

Хемогенно-кластогенный озерный тип магнезитов формируется в аридном климате в щелочных озерах на гипербазитовом основании (оз. Салда-Гюли и др. в Турции). Здесь на мелководье активно развиваются строматолитовые биогермы, при разрушении которых накапливаются рыхлые гидромагнезитовые осадки, служащие основой для накопления береговых отложений, при диагенетическом преобразовании образующих магнезитовые залежи. Экспериментально показана роль микробиальных процессов, создающих благоприятную среду магнезитообразования (ощелачивание и продуцирование дополнительного CO_2 [Щербакова, 2017]).

Микритовый раннедиагенетический кластогенный тайдиальный магнезит, слагающий до 30 маломощных пластов в карбонатно-терригенной неопротерозойской толще эвапоритовых отложений, разрабатывается в месторождении Миртл-Спрингс (Аделаида, Южная Австралия [Keeling et al., 2019]). Магнезит формировался в условиях супралиторали и скапливался в тайдиальных обстановках в прослоях грязевых конгломератов и гравелитов при перемыве высокомагнезиальных осадков с формированием переотложенных пластовых тел, обогащенных микрокристаллическим магнезитом. Магнезит имеет утяжеленный состав $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ относительно вмещающего доломита, высокие концентрации бора, что предполагает эвапоритовую его природу. Это уникальный пример образования обломочного тонкозернистого магнезита, для которого определенную роль играла микробиальная активность и особые обстановки (тип Аделаида), к нему также можно отнести небольшие месторождения в эвапоритовых терригенно-карбонатных бассейнах палеопротерозоя (ятулий Карелии [Melezhik et al., 2001]), триаса Касвассаграбен (Австрия) и Бурано (Италия).

Все эти криптокристаллические типы преимущественно развиты в континентальных и прибрежных субаэральных условиях (супралитораль). Климат с периодическими жаркими и засушливыми периодами, преобладанием испарения над осадками (эвапоритовые условия). Принципиально важно обязательное участие микробиоты в процессе образования магнезита. Критическая роль цианобактерий в процессе осаждения гидромагнезита показана в серии экспериментов [Shirokova et al., 2013]. Наличие микробиального органического вещества может быть ключевым фактором, ограничивающим гидрофильные свойства катиона Mg^{2+} и являющимся природным катализатором аккумуляции магния в гидрокарбонат (гидромагнезит и др. кристаллогидраты карбоната магния), а в диагенезе и в магнезит.

Как следствие условий образования, все перечисленные типы криптокристаллического магнезита характеризуются сходством ряда признаков: структура, примесь доломита и минералов кремнезема. Характерным является обогащение изотопно тяжелым кислородом ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ более 25–30‰), подтверждающим связь образования магнезита с эвапоритовыми условиями формирования вмещающих толщ (или зон гипергенеза) [Kralik et al., 1989; Schroll, 2002]. Причем, это были не морские условия, а континентальные субаэральные: коры выветривания гипербазитов, прибрежные пересыхающие озера, себхи или зоны супралиторали [Melezhik et al., 2001; Frank, Fielding, 2003; Keeling et al., 2019]. Перечисленные признаки заметно отличают криптокристаллические магнезиты от промышленно-генетического типа МКМ в морских карбонатных толщах.

Группа кристаллических магнезитов содержит два промышленно-генетических типа: крупные залежи мономинерального магнезита в карбонатных толщах (Вайч тип в Европе, он же – Саткинский

в России) и тальк-магнезитовые залежи, связанные с углекислым метасоматозом ультраосновных массивов (Шабровский тип в России). На примере Южно-Уральской провинции в Саткинском типе выделяется несколько подтипов, собственно Саткинский с доломитовым протолитом стрельчатых крупнокристаллических магнезитов (аналоги – Енисейский кряж, Восточный Саян, Ляонин в Китае), Исмакаевский (протолит – известняк), тоже стрельчатый магнезит (аналоги – палеозойский пояс Центральной Европы (от Испании, через Италию, Австрию в Словакию)), Семибратский (протолит – известняк, магнезит мелкозернистый гранобластовый). Эти подтипы образуют крупные докембрийские провинции и активно разрабатываются в Бразилии, США и Канаде, Индии. Условия образования и признаки: приуроченность к мощным толщам морских и лагунных карбонатов, пластообразная форма и большая мощность залежей, признаки метасоматического образования по твердой карбонатной породе, восстановительные условия метасоматоза и температура процесса на уровне 200–250°C, высококачественный химический состав, близкий к стехиометрии магнезита, резкое деплетирование по кислороду ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ менее 15‰), рассольная эвапоритовая природа флюидных включений в магнезитах [Prochaska, 2000; и др.]. Для семибратского подтипа предполагается пониженная температура метасоматоза, но в целом этот тип формировался в совершенно иных условиях, чем криптокристаллические магнезиты [Крупенин, Кольцов, 2017].

Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg. Для магнезитов, парагенетически связанных с гипербазитами, сами вмещающие породы являются источником Mg, мобилизуемом в процессах гипергенеза. Для магнезитов в карбонатных толщах источник Mg не очевиден. Наиболее вероятным, в этом случае, может быть эвапоритовый рассол. По комплексу признаков магнезит или непосредственно связан с субэвральными эвапоритовыми фациями (раннедиагенетические кластогенные магнезиты типа Аделаида), или опосредованно, через эпигенетический (катагенез) процесс гидротермального метасоматоза захороненными в осадочных толщах эвапоритовыми рассолами (Вайч тип). Высокотемпературный (гидротермальный) процесс и метасоматическая перекристаллизация, вероятно, определяют деплетирование ^{18}O для МКМ. Эвапоритовый процесс объединяет разные типы месторождений магнезитов, вероятно потому, что способствует формированию высокого Mg/Ca в растворах вне зависимости от источника Mg, что является важным условием осаждения Mgз.

Таким образом, из всей совокупности промышленно-генетических типов можно выделить 4 основных группы Mgз месторождений: 1) континентальных гипергенных в парагенезе с гипербазитами, сформированных в эвапоритовых условиях; 2) раннедиагенетических биогенно связанных в терригенно-карбонатных эвапоритовых прибрежных толщах; 3) катагенных термально-рассольных в морских и лагунных карбонатных толщах. Отдельно стоит 4) группа тальк-магнезитовых пород, образованных в процессе углекислого среднетемпературного метасоматоза по гипербазитам, для которых деплетирование по ^{18}O еще сильнее, чем для МКМ и приближается по значениям к карбонатитам.

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

Литература

- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: РИО УрО РАН, 1997. 290 с.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 1. С. 17–40.
- Шевелёв А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: ЗАО “Новое знание”, 2003. 161 с.
- Щербакова Т.А. Магнезиитообразование в кайнозойских осадочных комплексах / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук: 25.00.06. Казань: КФУ, 2017.
- Aharon P. A Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites // Chem. Geol. 1988. V. 69. P. 127–145.
- Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: Constraints from Mg isotopes // Precamb. Res. 2016. V. 281. P. 673–683.
- Frank T.D., Fielding C.R. Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite // Geology. 2003. V. 31. P. 1101–1104.

- Keeling J.L., Horn R., Wilson I.* New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite // MESA J. 2019. V. 89. No. 1. P. 22–38.
- Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M. et al.* Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: Mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // Mineral. Depos. 2006. V. 41. P. 713–733.
- Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmann D.* Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites // (Ed. P. Möller). Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. Monogr. Series Miner. Depos. 1989. V. 28. P. 197–223.
- Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V.* Palaeoproterozoic magnesite: Lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // Sedimentology. 2001. V. 48. P. 379–397.
- Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T.* Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjed magnesite, NE Iran // Mineral. Petrol. 2015. V. 109. P. 693–704.
- Moeller P.* Nucleation processes of magnesite // (Ed. P. Möller). Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates. Monogr. Series Miner. Depos. 1989. V. 28. P. 287–292.
- Pohl W.* Genesis of magnesite deposits – models and trends // Geol. Rund. 1990. V. 79. P. 291–299.
- Prochaska W.* Magnesite and talc deposits in Austria // Mineral. Slov. 2000. V. 32. P. 543–548.
- Scheller E. L., Swindle C., Grotzinger J., Barnhart H., Bhattacharjee S., Ehlmann B. L. et al.* Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars // J. Geophys. Res.: Planets. 2021. V. 126. e2021JE006828. (32 p.)
- Schmidt H.* Turkey's Salda Lake: A genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits // Industr. Miner. 1987. P. 19–29.
- Schroll E.* Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry // Boletim Paranaense de Geociências. 2002. V. 50. P. 59–68.
- Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S., Bénèzeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H.* Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes // Aquatic Geochem. 2013. V. 19. No. 1. P. 1–24.
- Siegl W.* Reflections on the origin of sparry magnesite deposits // Singenesis and epigenesis in the formation of mineral deposits / (Eds A. Waschkuhn). Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1984. P. 177–182.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИКАИТОВ В СУБАКВАЛЬНЫХ ОБСТАНОВКАХ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ

**Крылов А.А.^{1,2}, Логвина Е.А.¹, Гусев Е.А.¹, Зыков Е.А.¹, Семенов П.Б.¹,
Урванцев Д.М.¹, Яржембовский Я.Д.¹**

¹*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
(ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, e-mail: a.krylov@vniio.ru*

²*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург*

Икаит, гексагидрат карбоната кальция ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), является необычным аутигенным карбонатом, кристаллизующимся в условиях раннего диагенеза при низких температурах – от -2 до $+7^\circ\text{C}$ [Rogov et al., 2023]. Расчеты показали, что икаит представляет собой метастабильный минерал не только в условиях земной поверхности, но и в наиболее глубоководных участках Мирового океана [Marland, 1975]. При этом, однако, известны его находки в самых разнообразных природных обстановках – приповерхностных донных отложениях морей, океанов и озер, морских льдах, пещерах и т. п. [Rogov et al., 2021, 2023], что свидетельствует в пользу присутствия ингибиторов, стабилизирующих икаит.

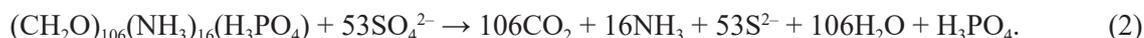
Икаит и псевдоморфозы по нему (глендониты) неоднократно находили в донных осадках морей Российской Арктики и субарктики [Schubert et al., 1997; Гусев и др., 2001; Kodina et al., 2003; Greinert, Derkachev, 2004; Крылов и др., 2005; 2023; Гептнер и др., 2014; Logvina et al., 2018; Vasileva et al., 2022]. Поскольку природный икаит кристаллизуется в условиях низких температур, его кальцитовые псевдоморфозы – глендониты – часто используются в качестве индикатора холодного климата в геологическом прошлом [Selleck et al., 2007; Rogov et al., 2021, 2023; Schultz et al., 2022].

Как известно, современные донные отложения Арктики являются терригенными и не содержат карбонатных илов, что связано с низкими температурами, и как следствие, более высокой растворимостью углекислоты. Однако даже в более теплое палеогеновое время в Арктике из биогенных разностей известны лишь диатомиты [Черных, Крылов, 2017]. Таким образом, можно заключить, что карбонатное осадконакопление в пределах Северного Ледовитого океана отсутствовало на протяжении всей его эволюции. Диагенетические аутигенные карбонаты в осадках встречаются не часто и представлены, как правило, родохрозит-сидеритовыми разностями [Logvina et al., 2018]. Находки кальцитов и арагонитов приурочены либо к метановым сипам [Кравчишина и др., 2017; Ruban et al., 2022], либо к срединно-океаническому хребту Гаккеля [Каминский и др., 2023]. Однако аутигенные икаиты встречаются в самых разных обстановках: в сипах и в обычных восстановленных отложениях. В условиях раннего диагенеза повышение щелочности поровых вод, приводящее к кристаллизации карбонатов, осуществляется за счет микробно-обусловленных процессов: деструкции органического вещества, анаэробного окисления метана (АОМ) и генерации метана [Леин, 2004; Krylov et al., 2020]. Мы полагаем, что существуют два фактора, влияющих на кристаллизацию гексагидрата карбоната кальция. Первый фактор – диагенетическая деструкция органического вещества (ОВ) – является основным и обязательным. Второй фактор – АОМ – второстепенный, то есть вряд ли АОМ без участия диагенетической деструкции ОВ может привести к кристаллизации икаита; в таком случае будут формироваться безводные карбонаты кальция.

Причина этого заключается в источниках ингибиторов, стабилизирующих икаит. В процессе АОМ параллельно с повышением щелочности увеличивается содержание сульфидов, которые, насколько нам известно, не оказывают влияние на возможность формирования икаитов:



Деструкция ОВ в морских обстановках может быть описана следующей реакцией:



В результате реакции (2) в поровую воду поступает фосфор, который многими исследователями относится к важнейшим элементам, стабилизирующим икаит [Bischoff et al., 1993]. Тем не менее, результаты ряда недавних экспериментальных исследований по выращиванию искусственных

икаитов показали, что фосфат-ион не является обязательным фактором стабилизации икаита, и Mg^{2+} представляет собой гораздо более эффективный компонент для этого [Purgstaller et al., 2017]. Однако, лабораторные результаты противоречат реальным наблюдениям за условиями кристаллизации икаитов в раннем диагенезе. Действительно, в тех случаях, когда исследовался химический состав поровых вод в разрезах, содержащих икаиты, повышенные содержания фосфат-иона наблюдались в непосредственной близости от конкреций, как например в Карском [Kodina et al., 2003], Чукотском (данные авторов) и Охотском [Крылов и др., 2023] морях, тогда как концентрации магния не испытывали значительных флуктуаций. Таким образом, происхождение фосфата за счет деструкции ОВ и его участие в качестве ингибитора безводных карбонатов в условиях раннего диагенеза вполне очевидно.

Следует иметь в виду, что магний – четвертый по содержанию ион в морской воде, и один из главных компонентов поровых вод. Если он действительно “отвечает” за ингибирование безводных карбонатов и формирование икаитов, то кристаллизация последних, очевидно, осуществлялась бы повсеместно, что не соответствует действительности. Увеличение содержания магния в поровой воде в условиях раннего диагенеза может происходить при активном разрушении магний-содержащих силикатов, однако, данный процесс представляется нам второстепенным. Увеличение отношения Mg^{2+}/Ca^{2+} , наблюдаемое вблизи икаит-содержащих слоев, является следствием (кальций “уходит” в карбонат), а не причиной кристаллизации икаитов.

Процессы АОМ, описываемые реакцией (1), никак не влияют на увеличение или уменьшение содержания в поровой воде возможных “стабилизаторов” икаита – фосфора и магния. Именно поэтому в сипах моря Лаптевых встречаются лишь конкреции безводных карбонатов. Это, однако, не исключает возможность кристаллизации икаитов в областях фокусированной разгрузки флюидов. Известно, что реакции (1) и (2) могут идти в осадках одновременно и, тем самым, способствовать формированию гексагидрата карбоната кальция [Крылов и др., 2005; 2023]. Если же интенсивность метанового сипинга очень высока, то вероятность кристаллизации икаитов уменьшается и, скорее всего, в таких зонах будут формироваться безводные карбонаты. Механизм микробно-обусловленной деструкции ОВ (реакция 2) является ведущим и обязательным процессом, отвечающим за кристаллизацию икаитов в условиях раннего диагенеза, а АОМ (реакция 1) представляет собой второстепенный процесс, участие которого может способствовать ускорению повышения щелочности поровой воды и, как следствие, более активной кристаллизации икаитов.

Интересны процессы трансформации икаитов в кальцитовые псевдоморфозы – глендониты. Как известно, при стандартных условиях ($t = 20^\circ C$, $P = 1$ атм) икаит быстро, в течение нескольких часов, теряет воду и за счет уменьшения объема рассыпается в кальцитовый порошок. В условиях прогрессивного диагенеза погружения при очень медленном повышении температуры и/или “уходе” конкреции из зоны с повышенным количеством “стабилизаторов” (фосфор, магний), начинается постепенная трансформация в кальцитовую фазу с сохранением формы кристалла – образование глендонита. Наши исследования показали, что переход в кальцит может происходить как напрямую, так и через промежуточную ватеритовую фазу.

Исследование поддержано грантом РФФ № 23-27-00457.

Литература

- Гептнер А.Р., Ветошкина О.С., Петрова В.В. Новые данные о составе стабильных изотопов глендонитов Белого моря и их генезис // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 506–524.
- Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С., Усов А.Н. Четвертичные отложения центральной части Карского моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике / Под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича. М.: Научный мир, 2001. С. 553–558.
- Каминский Д.В., Чамов Н.П., Крылов А.А., Неевин И.А. и др. Первая находка аутигенных карбонатов на прилаптевоморском фланге хребта Гаккеля (Северный Ледовитый Океан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 58–63.
- Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Саввичев А.С., Рейхард Е., Дара О.М., Флинт М.В. Аутигенный Mg-кальцит на метановом сипе в море Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 194–213.
- Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Прасолов Э.М., Сапега В.Ф., Демидова А.Л., Радченко М.С. Икаит ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Зап. РМО. 2005. № 4. С. 61–75.

- Крылов А.А., Логвина Е.А., Семёнов П.Б., Бочкарёв А.В., Киль А.О., Шатрова Е.В., Горемыкин Ю.В., Крилицкий П.И., Новихина Е.С., Смирнов Ю.Ю., Чазов А.О., Зыков Е.А., Урванцев Д.М. Необычные аутигенные карбонаты (Mg-кальцит и икаит) в газогидратоносной структуре “ВНИИОкеангеология” (котловина Дерюгина, Охотское море) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Вып. 10. С. 405–414.
- Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
- Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756.
- Bischoff J.L., Fitzpatrick J.A., Rosenbauer R.J. The solubility and stabilization of ikaite ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) from 0° to 25°C; environmental and paleoclimatic implications for thynolite tufa // J. Geology. 1993. V. 101. No. 1. P. 21–33. <https://doi.org/10.1086/648194>
- Greinert J., Derkachev A. Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: Implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // Marine Geology. 2004. V. 204. P. 129–144.
- Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // Siberian river run-off in the Kara Sea / Eds R. Stein, K. Fahl, D.K. Fuetterer, E.M. Galimov. Proc. Marine Sci. V. 6. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 349–374.
- Krylov A.A., Khlystov O.M., Hachikubo A., Minami H., Zemskaya T.I., Logvina E.A., Lomakina A.V., Semenov P.B. The reconstruction of the mechanisms of problematic authigenic carbonates formation in diagenetic and catagenetic environments associated with the generation/oxidation of hydrocarbons // Limnology and Freshwater Biology. 2020. V. 4 (SI:7VBC). P. 928–930. <https://doi.org/10.31951/2658-3518-2020-A-4-928>
- Logvina E., Krylov A., Taldenkova E., Blinova V., Sapega V., Novikhin A., Kassens H., Bauch H.A. Mechanisms of Late Pleistocene authigenic Fe-Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // Arktos. 2018. V. 4. No. 2. P. 1–13. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0036-0>
- Marland G. The stability of $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (ikaite) // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 83–91.
- Purgstaller B., Dietzel M., Baldermann A., Mavromatis V. Control of temperature and aqueous $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratio on the (trans-) formation of ikaite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 217. P. 128–143. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.08.016>
- Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth-Sci Rev. 2023. V. 241. P. 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104430>
- Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // ESSD. V. 13. P. 343–356. <https://doi.org/10.5194/essd-13-343-2021>
- Ruban A., Rudmin M., Mazurov A. et al. Cold-seep carbonates of the Laptev Sea continental slope: Constraints from fluid sources and environment of formation // Chem. Geol. 2022. V. 610. P. 1–13.
- Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriews M. 13C isotope depletion in ikaite crystal: Evidence for methane release from the Siberian shelves? // Geo-Marine Lett. 1997. V. 17. P. 169–174.
- Schultz B., Thibault N., Huggett J. The minerals ikaite and its pseudomorph glendonite: Historical perspective and legacies of Douglas Shearman and Alec K. Smith // Proc. Geologists’ Association. 2022. V. 133. No. 2. P. 176–192. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2022.02.003>
- Selleck B.W., Carr P.F., Jones B.G. A review and synthesis of glendonites (pseudomorphs after Ikaite) with new data: Assessing applicability as recorders of ancient coldwater conditions // J. Sediment. Res. 2007. V. 77. No. 11. P. 980–991. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.087>
- Vasileva K., Zaretskaya N., Ershova V., Rogov M., Stockli L.D., Stockli D., Khaitov V., Maximov F., Chernyshova I., Soloshenko N., Frishman N., Panikorovsky T., Vereshchagin O. New model for seasonal ikaite precipitation: Evidence from White Sea glendonites // Marine Geology. 2022. V. 449. 106820. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106820>

НЕТИПИЧНЫЕ ФЛИШЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И КАРПАТ: ФАКТ СУЩЕСТВОВАНИЯ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Леонов М.Г.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: mgleonov@yandex.ru

Флиш – геологическое образование, издавна привлекавшее внимание геологов благодаря широкому распространению в разрезе земной коры и своеобразному строению, выраженному в наличии многократно (десятки и сотни раз) повторяющихся в разрезе ритмично построенных многослоев с характерной градационной слоистостью и наличием разнообразных гиероглифов в основании ритмов. Отложения флиша обычно характеризуются значительной мощностью (до нескольких тысяч метров) и протяженностью (десятки и сотни километров), а также выдержанным по вертикали и по латерали составом и строением. Литотипический флиш формировался в течении длительного временного интервала (70–120 млн лет). Флишевые отложения обычно интенсивно дислоцированы и имеют сложную складчатую структуру, возникшую как за счет подводно-оползневых процессов, так и в результате последующей тектонической переработки.

Образование флиша приурочено к этапу финальных тектонических тангенциальных движений, которые приводят к редукции морских бассейнов, формированию поровно-складчатой структуры подвижных зон и по времени предшествует орогензу и накоплению моласс. Соответственно, флиш рассматривается: (а) как парагенетическая *породная ассоциация*, в которой запечатлены условия и механизмы формирования отложений; (б) как *формация*, отражающая геодинамическую обстановку области осадконакопления и последующей ее структурной трансформации.

В то же время, существуют отложения, которые, будучи морфологически идентичны литотипическому флишу, обладают определенным своеобразием. Их формирование приурочено к очень коротким временным интервалам, и они занимают не свойственную флишу тектоническую позицию. В отличие от типичного флиша, эти отложения слагают простые блюдце- или корытообразные геологические тела и практически не деформированы. Флишевые толщи резко несогласно перекрывают более древние складчатые комплексы и сами с размывом и заметным несогласием перекрыты более молодыми отложениями. Перечисленные особенности были, в частности, отмечены при описании верхнекаменноугольных отложений Ханакинской синклинали (Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня) [Горецкая, 1961; Черенков, 1973] и верхнеэоценовых отложения синклинали Подгале (Внутренние Карпаты) [Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968], но должного внимания им уделено не было. Доклад в определенной мере призван исправить это положение.

Проведен сравнительный анализ “нетипичных” флишевых образований Тянь-Шаня и Карпат с целью разграничения местных (региональных) и общих (межрегиональных) особенностей строения и их места в эволюции подвижных поясов. Объектами исследования являлись верхнекаменноугольный (мубаракский) флиш Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценовый (подгальский) флиш котловины Подгале (Карпаты).

Под наименованием “мубаракский флиш” известна толща терригенных пород среднего–верхнего карбона, которая выделена как мубаракская свита [Горецкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008]. Отложения мубаракской свиты, совместно с отложениями нижней перми–нижнего триаса, слагают крупную структуру – Ханакинскую синклиналь, расположенную в пределах южного склона Гиссарского хребта и в тектоническом плане принадлежащую Южно-Гиссарской зоне Гиссаро-Алайского складчатого сооружения Тянь-Шаня (рис. 1).

Пологая синклинали структура при этом фиксируется лишь по подошве мубаракской свиты. Более древние породы смяты в систему складок, дисгармоничных относительно этой поверхности. Отложения мубаракской свиты (собственно, мубаракский флиш) имеют двучленное строение. [Горецкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008]. Нижняя часть (270 м) охарактеризована ископаемой фауной, характерной для верхней части московского яруса

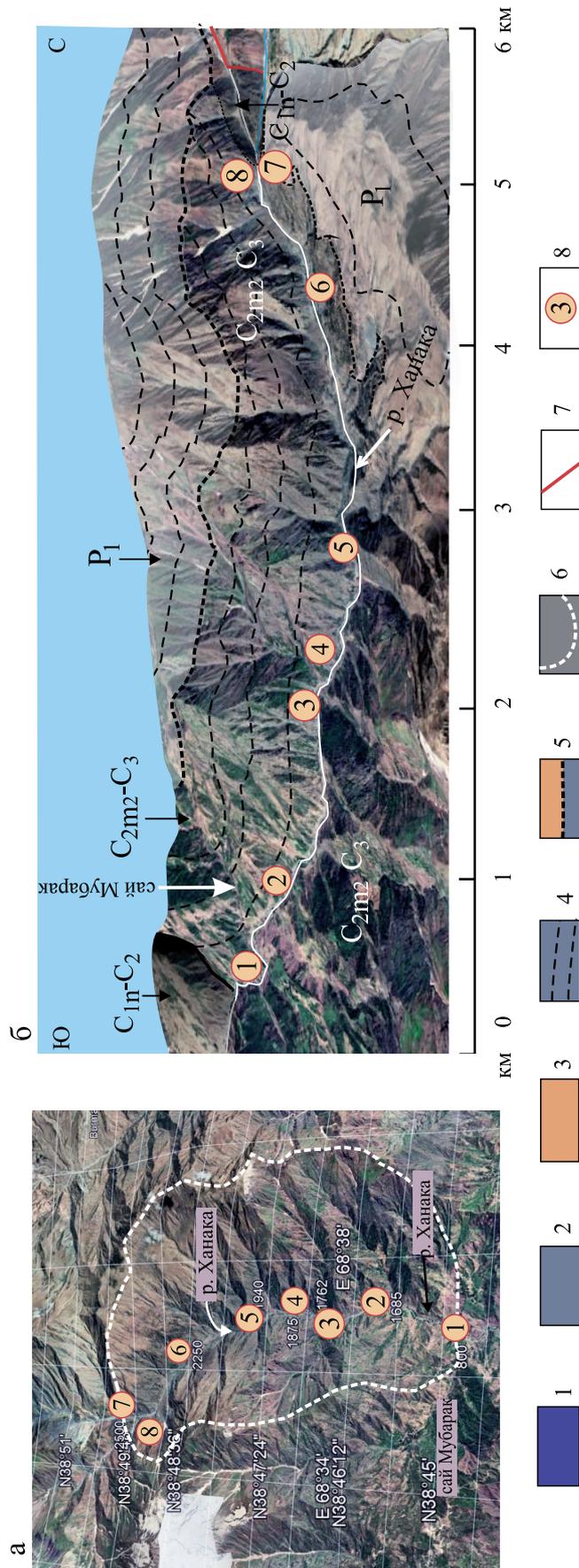


Рис. 1. Ханакинская синклиналь (Южный Гиссар) (а) и расположение изученных разрезов (б).

1 – основные вулканиты каратагской и сагорской свит (нижний–средний карбон); 2 – флишевые отложения мубаракской свиты (верхний карбон); 3 – грубообломочная моласса и кислые вулканиты мафранской и лучобокской свит (нижняя пермь); 4 – условные линии напластования; 5 – трансрессивный контакт; 6 – контур синклинали по вершинной поверхности обрамляющих хребтов; 7 – разломы; 8 – точки расположения и высотные отметки геологических разрезов

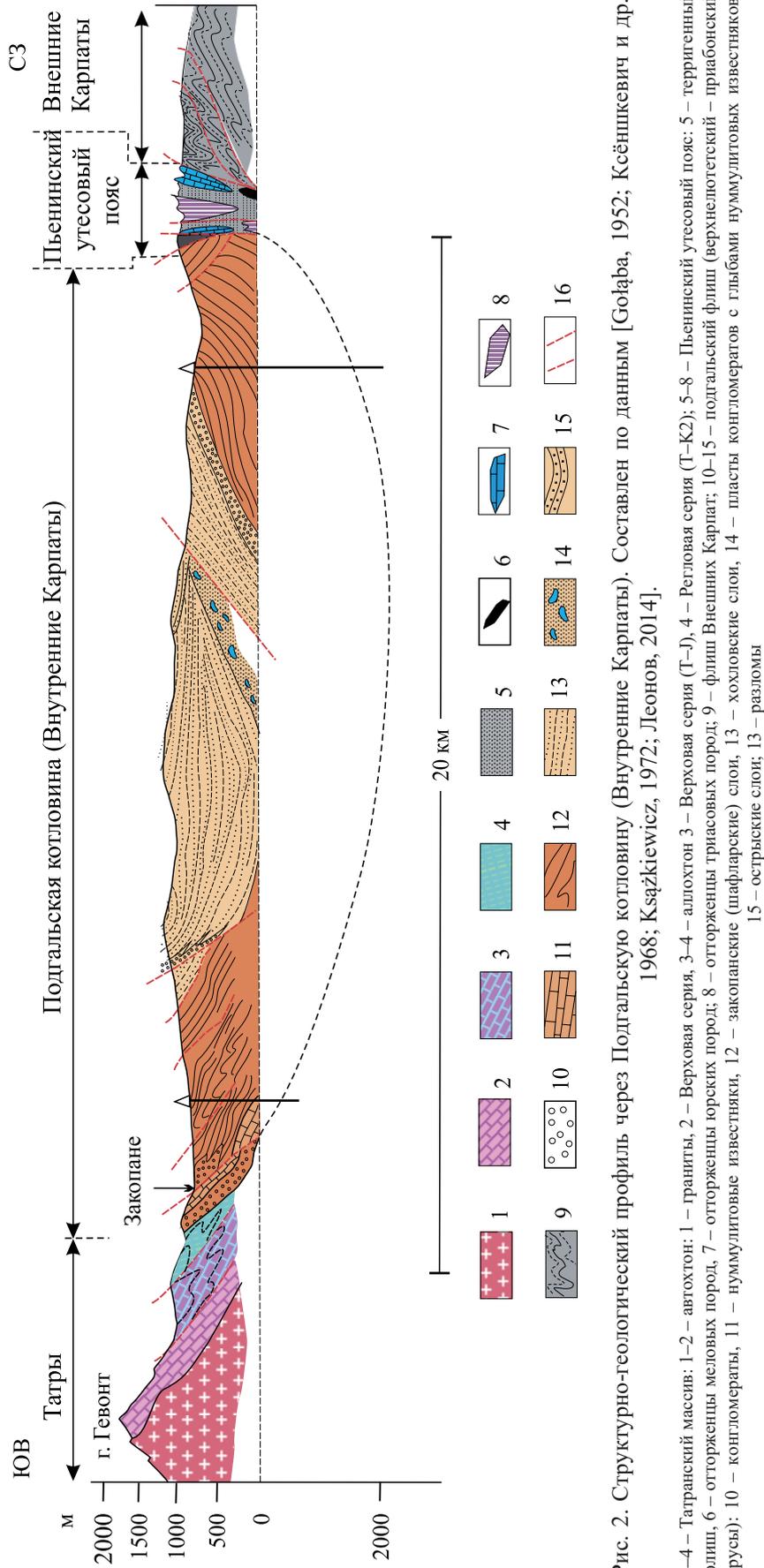


Рис. 2. Структурно-геологический профиль через Подгальскую котловину (Внутренние Карпаты). Составлен по данным [Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Леонов, 2014].

1–4 – Татранский массив: 1 – граниты, 2 – Верховая серия (Т–I), 4 – Регловая серия (Т–K2); 5–8 – Пьенинский утесовый пояс: 5 – терригенный флиш, 6 – отторженцы меловых пород, 7 – отторженцы триасовых пород; 9 – флиш Внешних Карпат; 10–15 – подгальский флиш (верхнеютегетский – приабонский ярус): 10 – конгломераты, 11 – нуммулитовые известняки, 12 – закопанские (шафларские) слои, 13 – холмовские слои, 14 – пласты конгломератов с глыбами нуммулитовых известняков; 15 – острьские слои; 16 – разломы

среднего карбона (брахиоподы: *Dictyoclostus neoinflatus* (Lich), , *Brachythyrina strangwaysi* (Vern), *Choristites trautscholdi* (Stuk), *Ch. priscus* (Eichw.), *Ch. sowerbyi* Fisch., *Neospirifer cameratus* (Mart.); фораминиферы *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb. em Moell.), *Profusulinella cf. rhomboidalis* (Lis et Chen.), *Fusulinella* sp. Верхняя часть (850 м), на основании находок ископаемой флоры – *Calamites undulabus* Sternb и фауны (брахиоподы: *Buxtonia gieliebsis* Jvan, *B. jernovens* Lich., *Linoproductus simensis* Tschern., *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Muirwoodia pseudoarticsis* Stuck.; фораминиферы: *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp. и др.) отнесена к верхнему карбону (Шадчинева, Бахтдавлатов, 2008).

Под названием “подгальский флиш” выделен комплекс терригенных отложений среднего–верхнего эоцена, выполняющий крупную мульду (или синклиналь) Подгале (рис. 2). Мульда расположена в области Внутренних Карпат между Пьенинским утесовым поясом на севере и горным сооружением Татр на юге. Тектоническая структура Подгальской котловины представляет собой серию сменяющих друг друга в широтном направлении и разделенных малоамплитудными разломами частных синклиналей, которые в совокупности образуют крупную синклинальную структуру с плоским днищем и относительно крутыми бортами. Разрез мульды Подгале включает несколько литостратиграфических единиц, которые выделяются польскими геологами в качестве “слоев”. Снизу вверх по разрезу расположены шафларские, закопанские, хохловские и острыские слои. На северном и южном бортах синклинали в отложениях свиты собраны остатки ископаемой фауны пелеципод, ежей, рыб и крупных *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. millicaput* Boub., *N. brongniarti* d’Arch. et Heime, *N. fabianii* Prever, которые свидетельствуют о верхнелютетском-приабаноновом возрасте вмещающих пород [Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972].

В результате на основе изучения литостратиграфии, тектонической структуры и геодинамической позиции объектов, впервые осуществлена сравнительная характеристика сходных, но различных по времени и месту образования геологических объектов – верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты). Сравнительный анализ позволил установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие межрегиональные особенности геологической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов и тектонических циклов.

В частности, установлено, что, принадлежа к разным подвижным поясам и тектоническим циклам, отложения флиша Внутренних Карпат и Южно-Гиссарской зоны Тянь-Шаня схожи по внутреннему строению и по нестандартной для флишевой формации тектонической позиции. В тоже время они обладают чертами, флишу не свойственными: формированием на квазиplatformенном основании, простой конфигурацией геологических тел и отсутствием внутренних деформаций, узким временным интервалом формирования, приуроченностью к кратковременным этапам активизации горизонтальных тектонических движений, проявляющихся в межрегиональном масштабе.

Эти особенности геологии мубаракского и подгальского флиша, позволяют сделать вывод о существовании особой разновидности отложений, которую можно обозначить как “финальный флиш тыловых (срединных) массивов подвижных поясов”. Этот вывод подтверждается существованием сходных образований и на территории других внутренних массивов, например, на Дзирульском (Грузия) и Родопском (Болгария).

Исследование было осуществлено при деловой помощи и дружеском участии геологов Таджикистана – академика АН Тадж ССР Р.Б. Баратова, члена-корр. АН Тадж. ССР М.М. Кухтикова, докторов геол.-мин. наук И.Н. Черенкова и А.С. Шадчинева, с которыми мне довелось обсуждать проблемы геологии Южного Тянь-Шаня и которым я приношу глубокую благодарность. При знакомстве с геологией Карпат, значительную помощь мне оказали польские коллеги – профессора К. Биркенмайер и М. Джулинский, доктора Е. Лефельд и А. Токарский, которым я искренне признателен. Особая благодарность доктору Р. Маршалко, который познакомил меня с эоценовыми флишевыми отложениями Внутренних Карпат, а также принял участие в изучении флиша Гиссаро-Алайского региона.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы ФГБУН Геологического института РАН.

Литература

- Горецкая Е.Н.* Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта // Тр. ИГ АН Тадж ССР. 1961. Т. 4. С. 65–97.
- Ксёникевич М., Самсонович Я., Рюле Э.* Очерк геологии Польши / Ред. С.П. Максимов. М.: Недра, 1968. 310 с.
- Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: ДОНИШ, 1973. 170 с.
- Шадчинев А.С., Бахтдавлатов Р.Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана. Душанбе: Broadtec investment CO., LTD, 2008. 406 с.
- Golqba J.* Tektonika Podhala // Geol. Biul. Inf. 1952. No. 1. 168 p.
- Książkiewicz M.* Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 3. Karpaty. Warszawa: Wydawnictwa Geol., 1972. 228 p.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА МЫСА КАЗАНТИП (КРЫМ)

Леонова Л.В.¹, Антошкина А.И.², Симакова Ю.С.²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: lvleonova@yandex.ru

²Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: yssimakova@rambler.ru

Мыс Казантип находится в северной части Керченского полуострова и вдается в Азовское море подобно эллиптическому “медальону”, соединяясь с полуостровом перешейком. В тектоническом плане мыс находится в южном – висячем крыле Южно-Азовского глубинного разлома, активного в настоящее время. Формирование рельефа мыса Казантип связывалось с разрывом антиклинальной складки до образования котловины. Так Н.И. Андрусов [1893, с. 306], проводя геотектонические исследования на Керченском п-ове, отмечал, что “...керченские антиклинальные долины являются почти исключительно продуктами одного только размывания...”.

Однако на значительную роль грязевого вулканизма в истории формирования складок Керченского полуострова впервые по-настоящему обратил внимание Г.А. Лычагин [1952].

В северо-западной части мыса расположено небольшое сульфатно-хлоридное озеро. Частично его происхождение техногенное, так как образовалось в результате локального направленного взрыва с целью углубить русло небольшой речки (ручья), протекавшей по котловине. Воду предполагалось использовать для полива виноградников. Однако соленость воды в углубленном водоеме сильно повысилась, погубив виноградники, и интерес к озеру пропал. Летом 2023 г. во время наших полевых работ было обнаружено, что озеро сократилось в объеме, покрыто коркой соли розового цвета, а массивное скопление микробиальных матов в водной толще имеет видимую минерализацию.

Озерные минеральные новообразования: соляная корка, микробиальный мат и грунт с глубины 1 м изучались методами рентгеновской дифрактометрии (Shimadzu XRD-6000, излучение – CuK α). Изображения образцов получены с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) (TESCAN MIRA LMS, S6123), энерго-дисперсионные спектры (ЭДС) получены с помощью спектрометра INCA Energy 450 X-MaxEDS и программного обеспечения AZtecOne; ускоряющее напряжение 20 кВ, время экспозиции 5 мс на пиксель. Напыление углеродное.

Результаты исследований свидетельствуют об активном хемогенном и биогенном образовании минералов в озере в течение лета (осенью и зимой ничего подобного не наблюдалось). В пробах бактериального мата присутствуют многочисленные биоморфозы по чехлам цианобактерий (?), сложенные кальцитом (рис. 1а). Минеральный состав мата характеризуется большим разнообразием фаз, не все из которых можно однозначно идентифицировать. Хлориды представлены галитом, мелкие кристаллы которого обрастают образцы с поверхности. Гипс, присутствующий повсеместно, имеет хорошую огранку и нередко ассоциирует с нитчатыми биофоссилиями.

Кстати, именно группа сульфатных минералов оказалась весьма интересной, разнообразной по составу и морфологии. Основным сульфатным минералом, армирующим мат, является тенардит Na₂SO₄, кристаллы которого имеют ромбоэдрический облик. По-видимому, тенардит имеет хемогенное происхождение, и образовался при изменении внешних условий среды. Также сульфаты представлены ромбоклазом (Fe₂[SO₄]₃*5H₂O), мирабилитом (Na₂SO₄*10H₂O), кизеритом (MgSO₄*H₂O) и, предположительно, бледитом (Na₂Mg[SO₄]₂*4H₂O) и Na-ярозитом K, Na, Fe(III)₃[SO₄]₂(OH). Стронций, отмеченный в образцах, кристаллизуется в виде целестина. Большой интерес представляют игольчатые кристаллы, в избытке присутствующие в мате. Предварительно эта фаза диагностирована как ваттевиллит (wattevilleite Na₂Ca[SO₄]*4H₂O) (рис. 1б). Судя по взаимоотношениям частиц (кристаллов) отдельных минералов, образование фаз происходило при следующей последовательности анионов: CO₃²⁻ → SO₄²⁻ → Cl⁻.

В пробе донного грунта, взятой с глубины 1 м, в глинистой фракции преобладают кварц и галит, отмечены также полевой шпат и пирит, (по данным СЭМ – фрамбоидальный). Слоистые силикаты представлены в основном неупорядоченными смешанослойными фазами иллит/сметитового

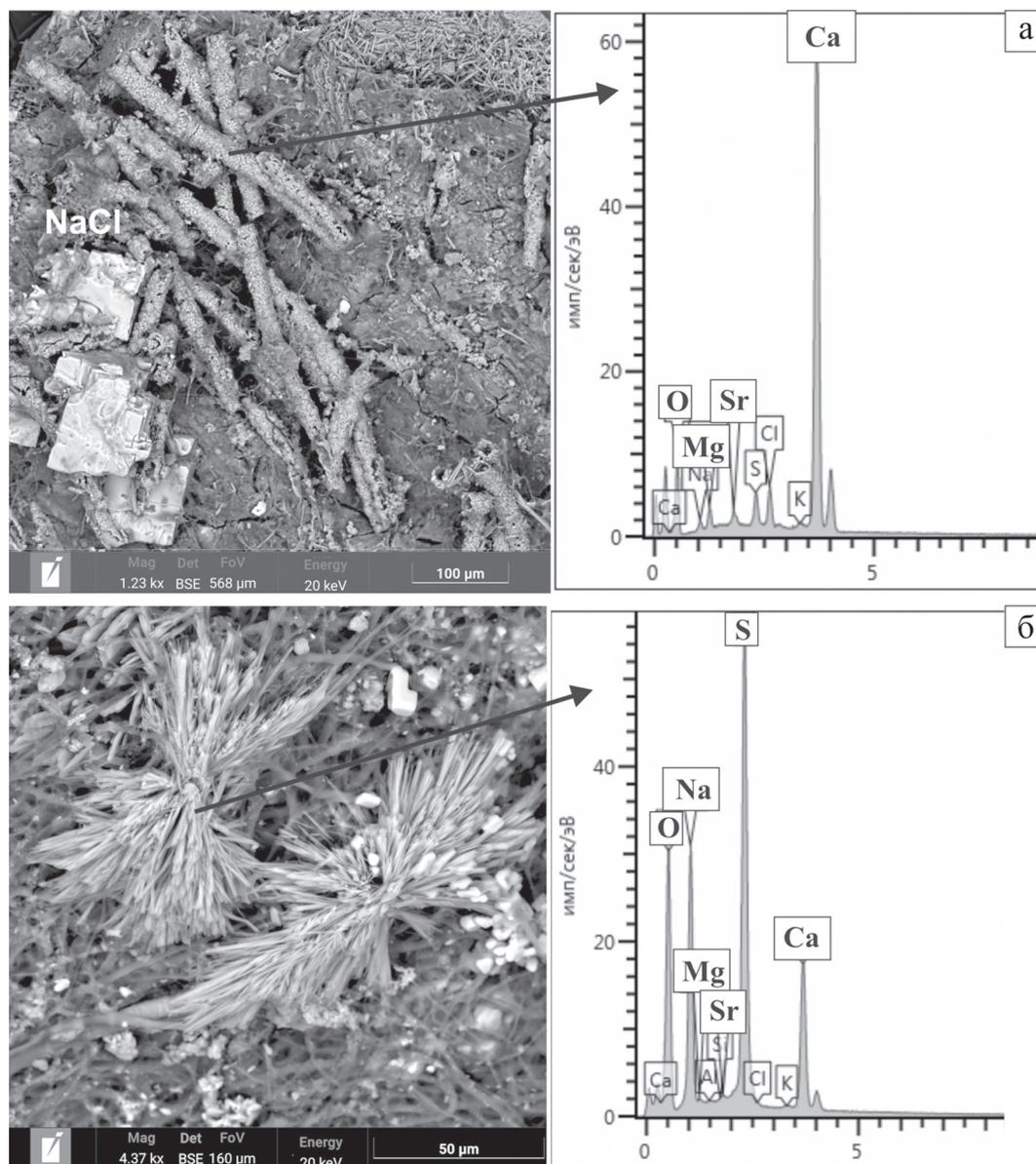


Рис. 1. Специфичные новообразованные минералы озера микробиального мата.

а – биоморфозы по чехлам цианобактерий (?), сложенные кальцитом; б – лучистый минерал, предварительно диагностированный как ваттевиллит. NaCl – галит

типа, кроме того, в образце присутствуют гидратированные хлорит и иллит. Вместе с ними методами СЭМ и ЭДС установлены галенит, ильменит и циркон в виде остроугольных обломков или кристаллов без следов окатанности. Эти минералы тяжелее и крупнее глинистых частиц грунта. К тому же в пробе почвы на берегу такие минералы не обнаружены. Это свидетельствует о том, что их не могло перенести со склонов котловины при размыве почвы. Во-первых, склоны у озера вылаживаются. Во-вторых, почва склонов хорошо удерживается корневой системой растительности.

Следует отметить, что цирконы, ильмениты, монациты с хорошей огранкой или острыми свежими сколами нередко встречались в обнажениях на разрезах и являлись одним из признаков вертикального подъема грязевулканического субстрата в палеоген-неогеновое время – время активности ископаемого грязевого вулкана Казантипский. В результате было предложено использовать такие акцессорные минералы в качестве индикатора грязевого палеовулканизма [Antoshkina et al., 2024]. Еще одним признаком диапаризма служат вскрытые в обнажениях разреза

Шарабай грифоны. В основании одного из них методами шлихового опробования, СЭМ и ЭДС установлено большое содержание цирконов.

Изучаемые разрезы сложены преимущественно глинистыми породами [Симакова и др., 2023] с прослоями гипсов и песчаников, карбонатных микробиальных биогермов. Завершают разрезы мшанковые, микробиально-мшанковые биогермные и биокластовые известняки с гастроподами и двустворками, сформировавшиеся на стадии затухания древнего грязевого вулкана. Во всех отложениях распространены барит и галит, наблюдаются следы гидротермального влияния в виде зон лимонитизации и омарганцевания, битуминизации. Таким образом, весь комплекс отложений мыса представляет собой результат активного в палеоген-неогеновое время грязевого вулкана [Антошкина и др., 2022], который в настоящее время неактивен.

Однако А.А. Клюкин отмечал, что материалы бурения в котловине мыса свидетельствуют о проявлении скрытого глиняного диапиризма с ядром нагнетания из глин нефтеносной майкопской серии. Если диапир прорвет вышележащие породы, то мыс Казантип превратится в действующий грязевой вулкан [Клюкин, 2006].

Подводя итог, можно отметить, что непредсказуемые колебания уровня воды в озере и изменение окраски соли в розовой цвет; высокая минерализация воды и реакция микробиальных матов с осаждением (биохемогенных?) минералов группы сульфатов; присутствие в донном грунте неокатанных цирконов, ильменита, галенита, указывают на глубинную подпитку озера с периодическим вбросом глинистого субстрата. В таком случае озеро и котловина могут быть реликтом древней кальдеры грязевого вулкана Казантипский.

Исследовательские работы выполнены на оборудовании ЦКП “Геонаука” (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) и ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН). Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

А также Соглашения между Институтом геологии Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук им. академика Н.П. Юшкина (ИГ Коми НЦ УрО РАН), Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Институтом геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН) и Федеральным государственным бюджетным учреждением “Объединенная дирекция ООПТ “Заповедный Крым””.

Литература

- Андрусов Н.И. Геотектоника Керченского полуострова // Материалы для геологии России. СПб., 1893. Т. 16. С. 63–335.
- Антошкина А.И., Леонова Л.В., Симакова Ю.С. Нижнемэотические мшанковые биогермы мыса Казантип, Крым: новая концепция палеоэкологической обстановки их формирования // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 6. С. 597–624.
- Клюкин А.А. Факторы, определяющие биоразнообразие Казантипского природного заповедника // Труды Никитского ботанического сада – Национального научного центра. 2006. Т. 126. С. 133–148.
- Лычагин Г.А. Ископаемые грязевые вулканы Керченского полуострова // Бюлл. москов. общ-ва испытателей природы. Отд. геологии. 1952. Т. 27. Вып. 4. С. 3–13.
- Симакова Ю.С., Антошкина А.И., Леонова Л.В. Минералогия глинистого материала грязевых вулканов (Таманский и Керченский п-ов) // Мат-лы годичного собрания РМО “Минералого-геохимические исследования для решения проблем петро- и рудогенеза, выявления новых видов минерального сырья и их рационального использования” и Федоровской сессии. СПб.: Лема, 2023. С. 209–210.
- Antoshkina A.I., Leonova L.V., Valyaeva O.V., Simakova Y.S. Lithological, Mineralogical, and Geochemical Features of the Lower Maecotian Sediments of the Kazantip Nature Reserve, Crimea // Geochem. Int. 2024. V. 62. No. 3. P. 284–299.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ ФРАМБОИДАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Леонова Л.В.¹, Азовскова О.Б.¹, Сорока Е.И.¹, Добрецова И.Г.²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: lvleonova@yandex.ru

²Полярная морская геолого-разведочная экспедиция АО Росгеология, г. Ломоносов,
e-mail: dobro54@mail.ru

Данная работа направлена на детальное изучение фрамбоидальных образований, их морфологии и минерального состава. Объекты исследований обнаружены в породах Урала, Крыма и отложениях дна Срединного Атлантического хребта. Изображения образцов получены с использованием настольного сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) TM3000 (HITACHI, Япония); сканирующего электронного микроскопа (TESCAN MIRA LMS, S6123). Энергодисперсионные спектры (ЭДС) получены с помощью спектрометра INCA Energy 450 X-MaxEDS и программного обеспечения AZtecOne; ускоряющее напряжение 20 кВ. Напыление углеродное.

Мыс Казантип (Керченский п-ов, республика Крым). Фрамбоиды из палеоген-неогеновых отложений бухты Кулушкai (юго-восточная часть мыса Казантип) встречаются *in situ* в микробиально-индуцированных карбонатных корках, покрывающих мшанковые биогермы и в ярозит-лимонит-гетитовых прослоях тонкослоистых глинистых пород. Интересны они тем, что имеют оксидно-железный состав (рис. 1а) и представляют собой шаровидные скопления упорядоченных или хаотически расположенных ячеек (рис. 1б). Экспериментально доказано, что карбонатные микробиальные корки формируются при pH 8.5–9.0 [Кузьмина и др., 2016], тогда как для оксидно-железных образований требуется более закисные условия (pH около 5). С точки зрения хемогенного образования фрамбоидов эти условия несовместимы. Однако для биохемогенного процесса нет ограничений.

Согласно данным [Кизильштейн, Минаева, 1972], фрамбоидальным формам пирита предшествует образование коацерватных капель гидрата закиси железа, которые в процессе бактериальной сульфатредукции замещаются сульфидами железа. Однако в процессе изучения фрамбоидов методом СЭМ и ЭДС установлено, что это не капли, а полые ячейки (см. рис. 1а). Образование таких пустотелых ячеек объясняется минерализацией внеклеточных биополимеров, в данном случае окружавших бактериальные клетки, от которых осталась полость. Само вещество клеток бактерий не фоссилизуется, но продукты микробиальной жизнедеятельности: внеклеточные биополимеры, биопленки, некоторые метаболиты, способны минерализоваться еще на ранних стадиях седиментогенеза и сохраняться в породах длительное время [Заварзин, 1993; Орлеанский и др., 2007].

В ячейках некоторых фрамбоидов из карбонатных отложений бухты Кулушкai наблюдаются затравки пирита (рис. 1в), которые свидетельствуют о том, что клетки бактерий, образующих фрамбоиды, могли быть заселены другими бактериями, в частности, сульфатредукторами, о чем упоминали [Кизильштейн, Минаева, 1972]. Такие фрамбоиды наблюдались нами не только в карбонатных корках бухты Кулушкai, но и в аргиллизитах **Михеевского** медно-порфирирового месторождения Южного Урала (рис. 1г) [Леонова и др., 2023]. Возраст аргиллизитов предположительно Mz-Cz, а образование связано с гидротермальными процессами при тектономагматической активизации [Азовскова, Ровнушкин, 2021].

Московка (Южный Урал). Еще более интересное минеральное замещение внеклеточных биополимеров установлено в фрамбоидах из сульфидизированных желваков в озерно-аллювиальных и прибрежно-морских (?) отложениях нижнего мела Au-россыпного месторождения Московка (Южный Урал). По результатам изучения методом СЭМ и ЭДС были установлены фрамбоидальные образования (рис. 1д), в которых на ЭДС спектрах присутствуют сульфиды Fe, Ni, Co, As. Картирование ЭДС по элементам показало преобладание сульфида As, Co и Ni (что соответствует герсдорфиту) в кайме и близкой к ней зоне субстрата меж кристаллитами. В центральных частях

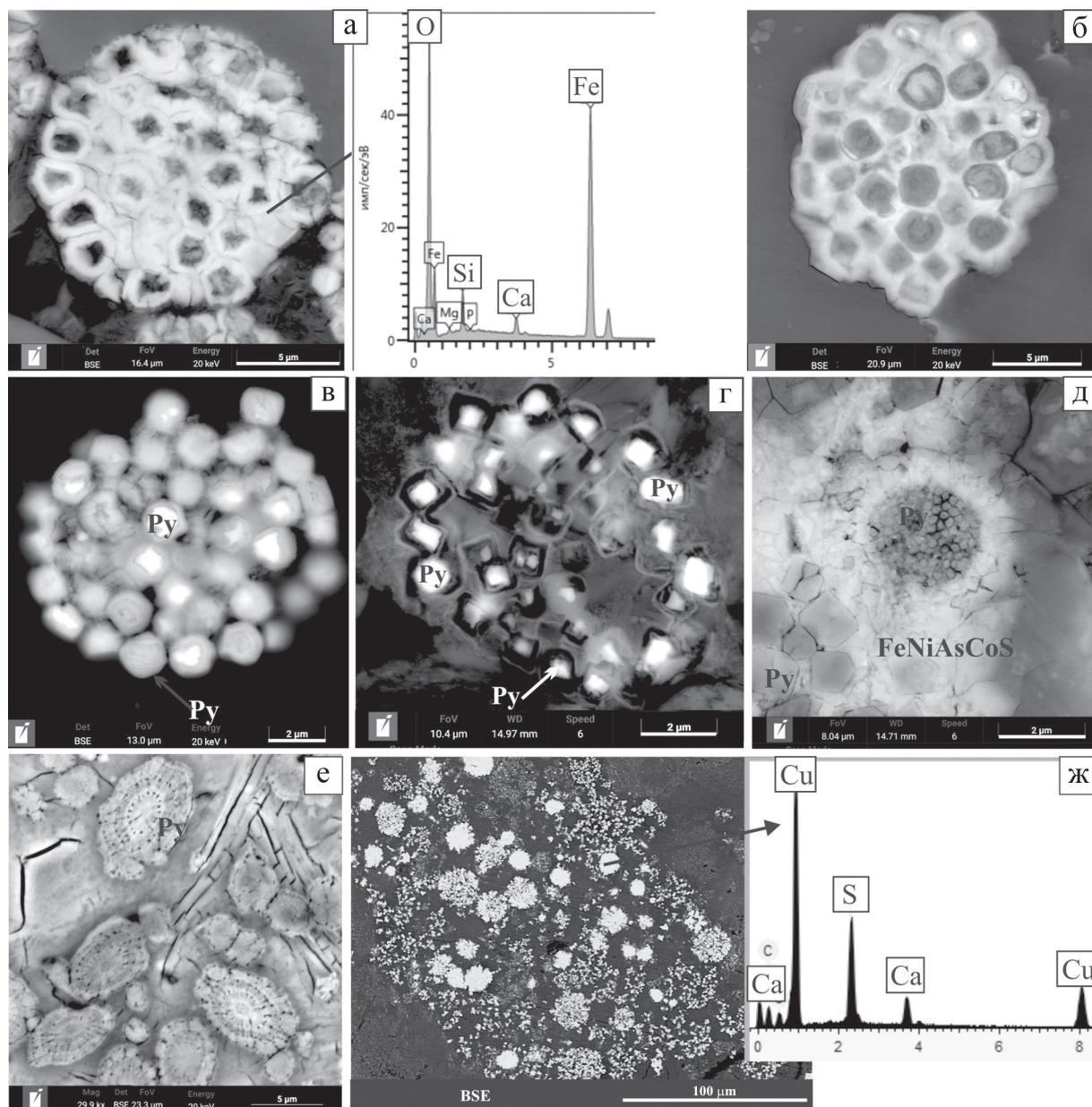


Рис. 1. Фрамбонды различного минерального состава.

а – образования из карбонатных корок бухты Куноушай (мыс Казантип), имеют окисно-железный состав; б – фрамбонды из карбонатных корок бухты Куноушай (мыс Казантип) с хаотически расположенными ячейками; в – пиритовые затравки в ячейках фрамбонда из карбонатных корок бухты Куноушай; г – пиритовые затравки в ячейках фрамбонда из аргиллизитов Михеевского месторождения (Южный Урал); д – фрамбондальные образования из месторождения Московка (Южный Урал) с сульфидной минерализацией Fe, Ni, Co, As; е – фрамбондальные образования состава FeS_2 , Au-россыпь, Московка; ж – фрамбонды, сложенные нестехиометрическими сульфидами меди (Рудное поле Логачёв-2, Срединно Атлантический хребет)

между кристаллитами пирита субстрат представлен сульфидом Zn. Примечательно, что такая специфичная минерализация приурочена именно к фрамбоидам, что указывает на аккумуляцию этими образованиями элементов из окружающей среды. Следует отметить, что в этих же породах установлены фрамбондальные образования другой морфологии, имеющие состав FeS_2 , но без микропримесей (рис. 1е). Иногда они встречаются рядом с описанными выше фрамбондальными пиритами, что предполагает их близко-одновременное образование. Морфологическое отличие фрамбондов можно объяснить разными штаммами бактерий, способных отлагать FeS_2 . Механизмы

осаждения вещества у них также могут быть различными. У бактерий, формирующих типичные фрамбонды, внеклеточные биополимеры, в субстрате которых растут кристаллиты FeS_2 , способны замещаться широким спектром элементов и соединений. У фрамбондов, изображенных на рис. 1е, предполагается отложение способом хелатации (образование циклических комплексных соединений).

Рудное поле Логачёв-2 (Срединно Атлантический хребет). Еще одним интересным фактом можно считать образование фрамбондов (рис. 1ж), сложенных нестехиометрическими сульфидами меди с формулой Cu_{1-x}S , отмеченных на Срединно Атлантическом хребте (рудное поле Логачёв-2). Они выявлены в литифицированных гидротермально измененных биогенно-карбонатных осадках. Наряду с фрамбондами указанного состава встречаются минералы группы атакомита и барит.

Итак, в процессе изучения фрамбондальных образований на данном этапе установлено два морфологически отличающихся типа, один из которых (см. рис. 1е) всегда представлен пиритом. Фрамбонды другого морфотипа представляют интерес тем, что выделяемые ими внеклеточные биополимеры способны замещаться сульфидами с различными катионами.

Исследовательские работы выполнены на оборудовании ресурсного центра микроскопии и микроанализа научного парка СПбГУ (Санкт-Петербург), ЦКП “Геонаука” (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) и ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН). Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

- Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю. Особенности минералогии и вероятная модель образования аргиллизитов (“рыхлых сульфидных руд”) Михеевского Си-порфирирового месторождения, Южный Урал // Россыпи и месторождения кор выветривания XXI века: задачи, проблемы, решения / Мат-лы XVI Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Воронеж, 2021. С. 12–14.
- Заварзин Г.А. Развитие микробных сообществ в истории земли // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы / Ред. А.Ю. Розанов. М.: Наука, 1993. С. 212–222.
- Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Происхождение фрамбондальных форм пирита // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1187–1189.
- Кузьмина Л.Ю., Леонова Л.В., Рябова А.С., Червяцова О.Я., Галимзянова Н.Ф. Микробные сообщества мондмилха пещеры Шульган-Таш (Южный Урал) и их участие в отложении карбоната кальция // Минералогия техногенеза – 18 / Сб. статей. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2018. С. 155–167.
- Леонова Л.В., Азовскова О.Б., Сорока Е.И. Особенности фрамбондальных пиритов Михеевского меднопорфирирового месторождения (Южный Урал) // Вестн. Геонаук. 2023. № 9. С. 33–39.
- Орлеанский В.К., Карпов Г.А., Жегалло Е.А., Герасименко Л.М. Биогенно-кремнистые постройки термальных полей и их лабораторное моделирование // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия / Мат-лы IV Междунар. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 127–128.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РТУТОНОСНОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Лихоман О.А.

*Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
г. Саратов, e-mail: lihomanO@yandex.ru*

Киноварь является наиинтереснейшим минералом как по закономерностям размещения по площади, так и по информации, которую она несет в отношении гидротермального оруденения, прогноза нефтегазоносности. Взаимосвязь сульфидной минерализации к нефтеносным и газоносным структурам неоднократно отмечалась многими исследователями. Подобная взаимосвязь дает возможность прогнозировать открытие гидротермальных рудных месторождений на флангах нефтегазоносных структур, а посредством выявления рудной минерализации открытие новых перспективных структур на нефть и газ, что актуально и для Нижнего Поволжья, и для Южного Предуралья. Где нефть, там ртуть, где ртуть, там и нефть [Лихоман, 2016; 2019; 2021; Ваньшин, Лихоман, 2009].

Первые сведения по киновари на Южном Урале относятся к сороковым годам прошлого века и отвечают периоду наиболее широкого применения шлихового опробования как самостоятельного и эффективного метода поисков россыпных и коренных месторождений редких металлов на Южном Урале. Впервые ореолы рассеяния киновари были установлены на юге Башкирии в аллювии рек Зилаир, Урляды, М. Карага в 1939 г. при проведении шлиховых поисков шлиховой партией под руководством А.О. Кайзера и Б.Н. Гореева (1939). Содержание минерала в шлихах по р. Урляды достигало 8 знаков, по р. Зилаир – 15 знаков, а по р. М. Карага была обнаружена россыпь с концентрацией киновари до 1 кг на тонну шлиха. Присутствие киновари в количестве 20 знаков на шлих присуще районам со слепыми рудными телами. Количество же киновари, превышающее 20 знаков, расценивается как факт, указывающий на близость рудного тела, выходящего на дневную поверхность. Авторы предлагали обратить самое серьезное внимание на ореолы рассеяния киновари в аллювии рек юго-восточной части Башкирии. В эти же годы на юге территории находки киновари были отмечены М.М. Ициксоном (1940).

Специализированными шлиховыми партиями за 5 лет работы (1939–1943 гг.) киноварь обнаружена в пределах различных геоструктурных элементов Южного Урала: Кусинско-Зилаирского мегасинклинория, Уралтаусского антиклинория, севера Джусинско-Акжарского антиклинория и Адамовского антиклинория. К сказанному следует добавить, что шлиховые работы этого периода отличаются высоким качеством и большой представительностью полученных данных.

К концу сороковых и в пятидесятые годы в развитии шлихового опробования на Южном Урале отмечается значительный спад и, естественно, это отразилось на результатах работ по редким металлам.

Киноварь и барит были обнаружены по р. Бирмас-Баш в шлихах в результате работ масштаба 1 : 50 000 под руководством Л.Д. Криницкого в 1957–1961 гг. В 1962–1964 гг. шлиховыми исследованиями шлиховой партией Оренбургского геологического управления совместно с шлиховой партией НИИ Геологии при СГУ выявлены ореолы рассеяния киновари, золота, барита, пирита, халькопирита, реальгара по правому притоку р. Мечетки, в бассейне р. Киндерли и р. Чебаклы и установлена связь этих ореолов рассеяния с коренными рудопоявлениями колчеданного типа. В районе Гайского горнорудного района в 1963–1965 гг. под руководством Е.С. Контаря проводились геолого-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000. При выделении перспективных участков на медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические руды одним из ведущих факторов, определяющих тип оруденения, было принято считать наличие киноварь-золото-халькопирит-пирит-баритовой ассоциации в шлихах из аллювиальных и делювиальных отложений участка. В верховье р. Елшанки в аллювии установлен ореол рассеяния киновари, а затем подтверждено наличие ее в повышенных количествах в кварц-гематитовых породах. Участок рекомендован под дальнейшие поиски ртути. В 1964–1965 гг. шлиховой съёмкой Саракташской геолого-съёмочной партии

совместно с шлиховой партией НИИ Геологии СГУ киноварь, платина, золото, “самородные свинец и цинк”, галенит, малахит, самородная медь, халькопирит, барит, циркон и титановые минералы обнаружены по рр. Раковка, Наказ, Ташла, Ик, Иняк, Ургинка, Малая Сюрень, дана подробная минералогическая характеристика тяжелой фракции шлихов; сделаны выводы об эффективности шлихового опробования в сочетании со структурно-геоморфологическими исследованиями методом обнаружения полезной минерализации, несингенетичной осадконакоплением; указана необходимость всемерно расширять шлиховые поиски в районе переходной зоны складчатого Урала в Предуральский прогиб с целью обнаружения и детализации ореолов киновари, “самородного свинца, цинка”, барита.

Специализированными шлиховыми поисками (Тищенко и др., 1964–1971) выявленные ореолы рассеяния золота, платины, киновари, “самородных свинца и цинка”, барита и малахита позволили сделать вывод о перспективности восточной части Предуральского прогиба на поиски ртутной, свинцово-цинковой рудоносности. Участки Касмарский, Бербея, Мечетка, Грязнушка располагаются на западном склоне Урала в полосе развития терригенно-карбонатных верхнедевонско-нижнепермских пород, собранных в каскад параллельных складок субмеридионального простирания. Шлиховое опробование дало толчок к пересмотру ранее сложившихся взглядов на металлогению Западного Приуралья [Лихоман 2009, 2013; 2019]. Установлена приуроченность ореолов рассеяния киновари и других сульфидных минералов к нефтегазоносным и перспективным на нефть и газ структурам. В Южном Приуралье отмечена приуроченность 25 ореолов рассеяния сульфидных, сульфатных и самородных минералов к достоверным структурам с признаками нефтегазоносности и выявлено 37 новых структур. Парагенетическая связь киновари и других сульфидных минералов с проявлениями нефти и газа позволяет применять шлиховое опробование при поисках нефте- и газоносных структур [Ваньшин, Лихоман, 2009; Лихоман, Ваньшин, 2010; Лихоман, 2016; 2021]. Для прогноза ртутной рудоносности представляют интерес непосредственные продолжения нефтеносных структур, отличающиеся меньшей степенью замкнутости. Условия нахождения нефти и газа отличаются от ртутных степенью замкнутости вмещающих структур – для нефти высокой степенью, для ртути менее совершенной. В породах должны привлекать внимание разломы, по которым отмечается одновременное присутствие проявлений ртути и нефти.

Несколько перспективных рудопроявлений киновари выявлено среднем течении р. Урал в результате проводимых с 1965 по 1969 гг. работ.

В 1970–1971 гг. проводила детальные поисковые работы на ртуть Ушкотинская партия. На Чебаклинской площади в нижнем течении р. Чебаклы и приустьевой части р. Губерли выявлены ореолы рассеяния киновари с высоким ее содержанием в пробах. На основании проведенных работ авторы пришли к заключению о высокой перспективности Чебаклинской площади, а участок Губерлинский рекомендован как первоочередной.

В бассейне рр. Киндерли, Чебаклы, в приустьевой части р. Губерли установлена связь ореолов рассеяния киновари и сопутствующих ей золота, халькопирита, пирита, барита с коренными рудопроявлениями колчеданного типа (Шитовкин и др., 1972; Ю.Г. Братухин и др., 1965). В верховье р. Елшанки установлен ореол рассеяния киновари и повышенные содержания ртути в кварц-гематитовых породах.

В 1967–1972 гг. в этой же зоне Западно-Казахстанским территориальным управлением проводились поисковые и поисково-разведочные работы на ртуть. Здесь обнаружено первое на Южном Урале месторождение ртути “Урал-1”. Его существование увеличивает перспективы на обнаружение ртутных месторождений на западном склоне Южного Урала.

К настоящему времени киноварная минерализация прослежена в пределах площади от бассейна р. Салмыша на западе до бассейна р. Тобол на востоке (рис. 1). К востоку от Уралтауского антиклинория ртутная минерализация сопровождается колчеданное, медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое и ртутно-полиметаллическое оруденение. Западный склон Урала является районом, перспективным на собственно ртутное и ртутно-полиметаллическое оруденение. Площадь Предуральского прогиба проявилась как перспективная на ртутное, ртутно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение. На участках Восточно-Михайловский, Репьевский, Булгаковский,

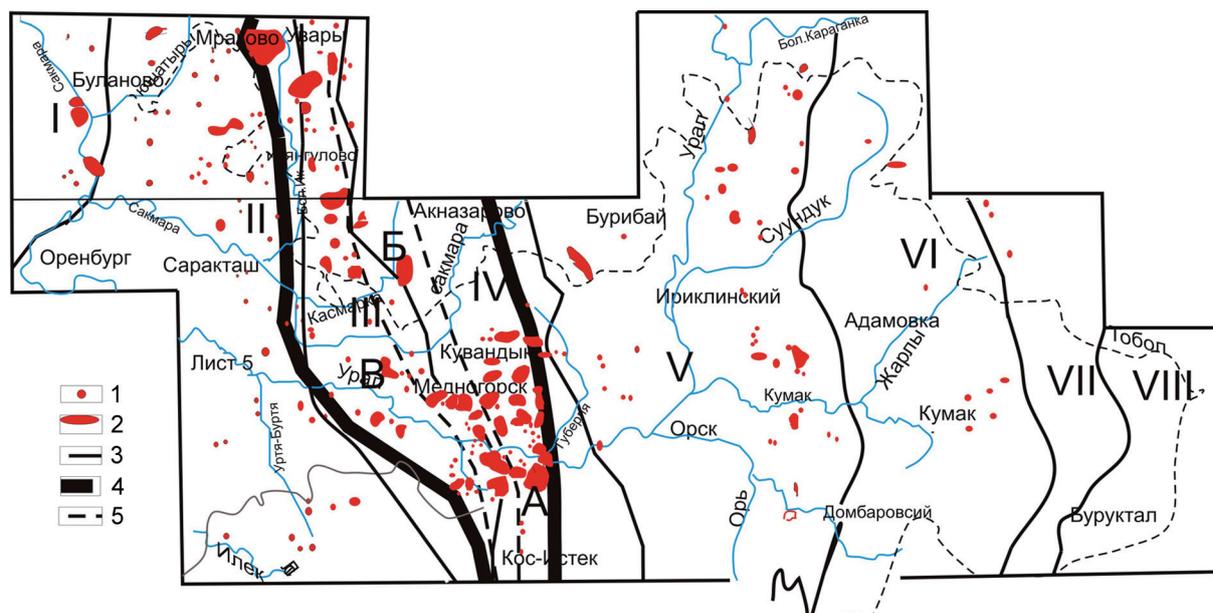


Рис. 1. Схема распределения шлиховой киновари на территории юга Южного Урала и западного Приуралья.

1 – шлиховые пробы с киноварью; 2 – шлиховые ореолы рассеяния киновари; 3 – границы структурных зон: I – юго-восточная окраина Восточно-Европейской платформы, II – Предуральский прогиб, III – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, IV – Центрально-Уральское поднятие, V – Магнитогорский прогиб, VI – Восточно-Уральское поднятие, VII – Восточно-Уральский прогиб, VIII – Зауральское поднятие; 4 – границы Восточно-Колымбайской ртутносной зоны; 5 – границы ртутносных подзон: А – Колымбай-Акназаровская, Б – Алимбет-Уваровская, В – Шаршала-Накызская

Сорокамышский, Тарангульский, Курайлинский развито ртутное, на остальных – на ртутно-полиметальное оруденения.

Распределение ореолов киновари предопределено геолого-тектоническим строением территории. Приурочены они к зонам глубинных разломов, тектонически ослабленным зонам.

На западном склоне Южного Урала и Предуральском прогибе киноварь имеет значительное распространение в районе развития осадков верхнего палеозоя. Выделены перспективные площади для дальнейших поисковых работ на обнаружения промышленной рудоносности. Отмечается разноплановость проявления ртутной минерализации. Подсолевые структуры представляют поисковый интерес с позиций их возможной ртутносности и нефтеносности [Лихоман, 2021]. В районах солянокупольной тектоники наряду с другими полезными компонентами более интенсивно проявлена медная минерализация, ртутная минерализация здесь сопровождается полиметальной [Лихоман, 2016; 2019]. К районам развития нижнекаменноугольных отложений приурочена свинцово-цинковая минерализация с киноварью. С приближением к складчатому Уралу роль киновари увеличивается [Лихоман, 2020].

Ртутная минерализация в пределах западной части Центрально-Уральского поднятия, Западно-Уральской внешней зоны складчатости и Предуральского прогиба, размещаясь вдоль зоны региональных разломов, протягивается в виде Кос-Истек-Мраковской ртутносной зоны западно-северо-западного простирания длиной 230 км, шириной 70 км (см. рис. 1). Выявленные концентрации киновари в аллювиально-делювиальных отложениях современной гидросети и коренных породах превышают содержания ее в пределах известных ртутных месторождений. Породы, вмещающие ртутную минерализацию, имеют широкий возрастной диапазон – от позднего протерозоя до поздней перми включительно. Киноварь в шлихах присутствует как совместно с золотом, пиритом, халькопиритом, баритом, марказитом, самородным свинцом, так самостоятельно в формах, указывающих на отсутствие длительной транспортировки и близость коренного источника.

Для Кос-Истек-Мраковской ртутносной зоны характерна четко выраженная линейность, обусловленная размещением ртутных ореолов вдоль региональных рудоподводящих разломов.

Ртутносная зона является зоной сложного металлогенического профиля. В ней совмещаются: ртутное, полиметаллическое, медноколчеданное оруденения, приуроченные к структурам длительного развития.

Участок Караколь является наиболее перспективным на ртуть на всей территории Оренбургского Урала. Площадь его относится к Сакмарскому антиклинорию и представляет собой западное периклинальное замыкание субширотной Беркутской антиклинали, сложенной кремнистыми породами, алевролитами и сланцами сакмарской свиты. Структура разбита на ряд блоков разломами северо-восточного и субширотного – северо-западного направления. Разломы сопровождаются дроблением, ожелезнением, аргиллизацией пород, нередко в виде крупных, протяженных (4×1 км) зон. Перспективность участка подтверждается наличием высоких содержаний киновари, крупных зерен ее с гранями кристаллов, примазок и корочек лимонита, барита, халцедона, кальцита и глинок трения на них, что исключает длительную транспортировку таких обломков и ограничивает ее первой сотней метров [Лихоман, 2020]. Отдельные аномальные участки в протяженных, широких, локализованных ореолах рассеяния киновари соответствуют нескольким коренным источникам ртути в мощных зонах дробления пород с низкотемпературной гидротермальной проработкой.

Ртутная минерализация дает возможность пересмотреть металлогению региона в оценке перспектив его площади на комплекс гидротермальных и нефтяных месторождений [Лихоман, 2021].

Литература

- Ваньшин Ю.В., Лихоман О.А. Проблема взаимосвязи сульфидных минералов с залежами углеводородов // Разведка и охрана недр. 2009. № 12. С. 33–37.
- Лихоман О.А. Актуальные проблемы геологии Внешней зоны Южного Урала // От анализа вещества к бассейновому анализу / Мат-лы 13 Урал. литол. совещ. Екатеринбург, 2020. С. 128–130.
- Лихоман О.А. Актуальные проблемы металлогении ртути Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 176–179.
- Лихоман О.А. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Предуральского краевого прогиба // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей / Мат-лы IX Всерос. литол. совещ. (с междунар. участием). Казань, 2019. С. 257–259.
- Лихоман О.А. К вопросу о взаимосвязи сульфидной минерализации с нефтегазоносностью и перспективах поисков новых объектов в Предуральском прогибе и зоне передовых складок запада // Новые идеи в геологии нефти и газа / Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. М.: Изд-во “Перо”, 2021. С. 296–299.
- Лихоман О.А. О связи сульфидной минерализации с нефтегазоносностью. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории / Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Новосибирск, 2013. Т. II. С. 185–189.
- Лихоман О.А. Проблема взаимосвязи солеродных бассейнов с телетермальной рудоносностью // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их миррагеня / Мат-лы 11 Урал. литол. совещ. Екатеринбург, 2016. С. 156–160.
- Лихоман О.А., Ваньшин Ю.В. К вопросу о рудоносности юго-востока Восточно-Европейской платформы на примере Саратовской области // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 3. С. 369–370.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБСТАНОВОК В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДОВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР С ДАННЫМИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ

Лозинская Л.А., Матуль А.Г., Новичкова Е.А., Якимова К.С.

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва, e-mail: bodall@yandex.ru

Голоценовый этап является предметом интереса многих исследователей в связи с изучением резких, коротких и иногда кризисных климатических событий. Одним из ключевых аспектов исследований является корреляция палеоокеанологических индикаторов, которые имеют большое значение для реконструкции прошлых и прогнозирования будущих климатических изменений.

Цель исследования – на основе палеоокеанологических индикаторов провести реконструкцию условий Лофотенской котловины в голоцене, а также проанализировать связь между видами бентосных фораминифер с данными гранулометрического анализа.

В 2019 г. в 75-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” вскрыты мини-керны АМК-6142 (69°02.674' с. ш., 02°06.611' з. д.; глубина 3181 м; мощность разреза 27 см) и АМК-6150 (74°46.813' с. ш., 08°26.052' з. д.; глубина 3013 м; мощность разреза 31 см) с помощью пробоотборника Mini Muc K/MT 410 [Клювиткин и др., 2020]. Колонка АМК-6142 располагалась в юго-западной абиссальной части Лофотенской котловины, а АМК-6150 – на восточном склоне хребта Книповича.

Для комплексного анализа из колонок с шагом 1 см были проанализированы 57 проб донных осадков. Гранулометрический анализ минеральной (бескарбонатной) составляющей осадка выполнен на лазерном дифракционном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300 (ИО РАН), где выделено четыре основные фракции (>100 мкм – песок, 100–10 мкм – алеврит, 10–63 мкм – сilt, <10 мкм – пелит) [Новичкова и др., 2023]. Показатель \overline{SS} (сортировка фракции 10–63 мкм) используется для количественной оценки деятельности придонных палеотечений [McCave et al., 1995; McCave, Hall, 2006]. Микропалеонтологический анализ бентосных фораминифер (БФ) проводился под стереомикроскопом Nikon SMZ800N с увеличением 80× во фракции >63 мкм [Лозинская и др., 2023]. Статистическая обработка всех первичных данных проводилась в программе PAST версии 4.03, где выполнен канонический корреляционный анализ (Canonical correspondence analysis – CCA) [Hammer et al., 2001]. Первичные данные гранулометрического состава отложений нормализованы с использованием преобразования Бокса-Кокса ($\lambda = 0.3285$). Анализ CCA проведен в соответствии с алгоритмом [P. Legendre, L. Legendre, 2012] с использованием шкалы 1-го типа и применен к нормализованным данным гранулометрического состава донных отложений и данным о процентном содержании БФ в пробах, где содержание каждого вида достигает >2%, по крайней мере, в одном образце. Данный анализ в исследовании позволит определить взаимосвязь между распределением видов БФ и седиментологическими данными.

Разрезы колонок АМК-6142 и АМК-6150 по данным литологического описания представлены почти полностью алеврито-пелитовыми илами коричневых оттенков, и только верхние 2–0 см состоят из пелитового ила. Гранулометрический анализ осадков колонки АМК-6142 показал, что в разрезе колонки в основном преобладает пелитовая фракция, а содержание крупнозернистой фракции (алевритовой и песчаной) практически однородно (30%). Тем не менее, колонка АМК-6150 характеризуется чередованием прослоев алеврито-пелитового и пелитового ила, где изменение доли алевритовой фракции осадка составляет 15–40%. В колонке АМК-6142 четко выделяются два интервала самой высокой общей численности БФ. В слое 27–9 см численность БФ в 1.5–2.0 раза меньше, чем в толще 9–0 см, в которой она достигает 1500–2000 экз./г, соответственно. Минимум общей численности БФ (до первых сотен экз./г) – между 17 и 9 см. В колонке АМК-6150 в интервале 29–23 см численность БФ достигает минимальных значений, соответственно. Начиная с отметки 23 см, она резко растет и варьирует от 1100 до 500 экз./г.

По данным анализа ССА оси I и II анализа объясняют 86.9% и 8.01% от общей дисперсии в структуре сообществ БФ, соответственно. Все образцы из колонки АМК-6142 отрицательно коррелируют с осью I, а образцы в колонке АМК-6150, в целом, положительно коррелируют с осью I анализа ССА. Исключением являются интервалы 0–1, 1–2 и 2–3 см, которые слабо коррелируют с осью I, вероятно, в связи с биотурбированностью осадка и его сильной обводненностью [Новичкова и др., 2023]. Также пелитовая фракция и \overline{SS} коррелируют отрицательно с осью I, в то время как алевритовая фракция – положительно (т. е. с образцами из колонки АМК-6150). Ось II положительно коррелируется с песчаной фракцией.

Согласно данным радиоуглеродного датирования, осадки исследуемых колонок сформировались за последние 6.6 и 2.8 тыс. лет (неопубликованные данные Е.А. Новичковой) и соответствуют верхней части МИС 1.

По результатам палеоокеанологической реконструкции, основанной на седиментологических и микропалеонтологических данных, установлены изменения условий осадконакопления, которые контролировались рядом факторов.

Начиная с возраста 6.6 тыс. л.н., которому соответствует окончание климатического оптимума, самое многочисленное фораминиферовое сообщество фиксирует бурное цветение фитопланктона и мощный поток органического вещества на дно в связи с потеплением и отсутствием морского льда. В ЮЗ части Лофотенской котловины в интервале от 2.9 до 1.1 тыс. л.н. резкое снижение общей численности фораминифер и исчезновение вида *Cibicides lobatulus* (Walker, Jacob, 1798) четко фиксируют эпоху неогляциации, когда Арктический фронт продвигался на восток и увеличивалась продолжительность ледового сезона. В это время в отложениях на хр. Книповича преобладающее содержание агглютинирующих фораминифер свидетельствует об обстановках растворения, низкого содержания кислорода и насыщенных органического вещества поверхностных осадках. Вероятно, это связано с тем, что обстановка на севере Лофотенской котловины была под большим влиянием сезонных льдов и талой воды при их разрушении [Лукашина, 2008]. После 1.1 тыс. л.н. численность и состав сообществ и БФ в Лофотенской котловине восстанавливаются, и условия становятся гораздо более тепловодными современными.

По результатам анализа ССА образцы из колонки АМК-6142 характеризуются более высоким содержанием пелитовой фракции, чем в колонке АМК-6150. Это свидетельствует о том, что осадки колонки АМК-6142 формировались в более спокойной гидродинамической обстановке, а колонки АМК-6150 – активной. Это подтверждается результатами гранулометрического анализа исследуемых колонок. Также переменные \overline{SS} и пелитовой фракции коррелируют с образцами АМК-6142.

Также анализ ССА свидетельствует, что *Oridorsalis umbonatus* (Reuss, 1851), *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager, 1866), *Epistominella exigua* (Brady, 1884), *Eratidus foliaceus* (Brady, 1881) и *Ioanella tumidula* (Brady, 1884) показывают сильную репрезентацию к переменным гранулометрического анализа, чем виды *Adercotryma glomerata* (Brady, 1878), *Triloculina trihedra* Loeblich & Tappan, 1953, *Cribristomoides subglobosus* (Cushman, 1910), *Cassidulina reniforme* Nørvang, 1945, *C. lobatulus*, *Pyrgo murrhina* (Schwager, 1866), которые и предпочитают смешанные условия обитания. Содержание вида *O. umbonatus* коррелируется с пелитовыми отложениями, что свидетельствует об осадконакоплении более тонкого осадочного материала со слабой интенсивностью палеотечений. Виды *E. foliaceus* и *I. tumidula* показывают зависимость от переменных \overline{SS} и пелитовой фракции и отражают их предпочтение к мягким тонкозернистым отложениям с достаточно интенсивным придонным течением. При увеличении размерности и сортировки зерен растет содержание видов *C. wuellerstorfi* и *E. exigua*. Вероятно, данные таксоны преобладают в условиях активной гидродинамической обстановки, где силы течения хватало для переноса более крупнозернистого материала, и/или характер их распространения в алеврито-пелитовых и алевритовых отложениях может быть связан с ледовым разномом во время холодных этапов.

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш”, всем участникам экспедиции, в особенности А.А. Ключиткину и Г.В. Малафееву за всестороннюю помощь. Исследование выполнено по гранту РФФИ № 24-17-00044 (подготовка, обработка проб и микропалеонтологический анализ) при дополнительной поддержке по теме государственных заданий Минобрнауки № FMWE-2024-0020 (отбор проб осадков в экспедициях ИО РАН).

Литература

- Кловиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др.* Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // *Океанология*. 2020. Т. 60. № 3. С. 421–423.
- Лозинская Л.А., Матуль А.Г., Новичкова Е.А., Чеховская М.П.* Микропалеонтологический и статистический анализ бентосных фораминифер из донных отложений Норвежского моря // *Комплексные исследования Мирового океана / Мат-лы VII Всерос. науч. конф. молодых ученых*. 2023. С. 306–307.
- Лукашина Н.П.* Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современного глобального термогалинного конвейера по данным изучения фораминифер. М: Научный мир, 2008. 288 с.
- Новичкова Е.А., Якимова К.С., Кловиткина Т.С. и др.* Придонная палеоциркуляция в районе хр. Книповича (Норвежское море) в позднем плейстоцене и голоцене // *Геология морей и океанов / Мат-лы XXV Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии*. 2023. Т. 1. С. 123–127.
- Hammer Ø., Harper D.A., Ryan P.* PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis // *Palaeont. Electron*. 2001. V. 4. P. 1–9.
- Legendre P., Legendre L.* Numerical ecology. Elsevier. 2012. 990 p.
- McCave I.N.* Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. P. 593–610.
- McCave I.N., Hall I.R.* Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2006. V. 7. No. 10. P. Q10NN05.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ АНИЗОТРОПНОСТИ ДЛЯ ОПТИМИЗАЦИИ РАЗРАБОТКИ РЕЗЕРВУАРА

Лопатина Е.С., Хисматуллин Р.М.

ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: es_lopatina2@tnnc.rosneft.ru

Введение

Залежи углеводородов, как правило, неоднородны по своему строению и характеризуются пространственной изменчивостью в своих геометрических и гидродинамических характеристиках. В последние годы нефтяная промышленность уделяет особое внимание детальному описанию неоднородностей строения коллектора – в том числе, благодаря пониманию условий осадконакопления и процессов, сформировавших конечную структуру порового пространства.

Хотя керн сам по себе демонстрирует неоднородность коллектора на макро и микроуровне, он все еще остается фундаментальным базовым материалом для построения физико-математических моделей гидродинамических процессов, происходящих в недрах для увеличения нефтеотдачи пласта.

К несомненным преимуществам седиментологической интерпретации условий осадконакопления пород-коллекторов относятся:

1. Комплексование и учет всей имеющейся геолого-геофизической информации для создания геологической и гидродинамической моделей.
2. Учет особенностей и изменчивости осадконакопления.
3. Приближение математической модели объекта к его истинному геологическому строению.
4. Увеличение прогностической способности при учете имеющихся неопределенностей.

Краткое описание фациального строения месторождения

Изучаемым объектом являются пласты ПК₁¹ и ПК₁² покурской свиты нефтегазового месторождения Пур-Тазовской нефтегазоносной области. В пределах лицензионного участка керн отобран из 52 поисково-разведочных скважин и в целом обладает плохой сохранностью в связи со слабой консолидированностью отложений. В ООО “Тюменский нефтяной научный центр” хранится каменный материал по 11 скважинам в хорошем состоянии, пригодном для седиментологических исследований, в объеме 1509 м (вынос 1406 м, 93%). Литолого-фациальный анализ позволил уточнить условия осадконакопления сеноманских отложений с учетом колебания относительного уровня моря в соответствии с сиквенс-стратиграфическим анализом. В результате региональной борреальной трансгрессии с северо-запада [Конторович и др., 2014] формирование отложений происходило в прибрежно-морской обстановке.

Изучаемый объект

Согласно проведенному седиментологическому анализу, изучаемые отложения ПК₁¹ и ПК₁² были образованы в сублиторальной зоне, включающей фации пляжей, приливно-отливных баров и лагуны (рис. 1). В целом, породы представлены терригенным песчано-алевролитовым переслаиванием. Отложения рыхлые, слабоконсолидированные, что отражается в высоких значениях фильтрационно-емкостных свойств (Кп до 43%, Кпр до 2800 мД).

Характеристика фаций

Породы фации приливно-отливных баров и каналов (ТВС) представлены песчаниками средне-мелкозернистыми алевритовыми слабо сцементированными. Текстура флазерная, пологоволнистая, мелкая косая. Ихнофоссилии представлены редкими следами биотурбации *Scolithos*.

Основным глинистым компонентом, согласно рентгеноструктурному анализу, является хлорит. При этом средняя набухаемость смешанно-слоистых образований (ССО), включающих в себя монтмориллонит, составляет 7% – наименьшее значение из представленных фаций.

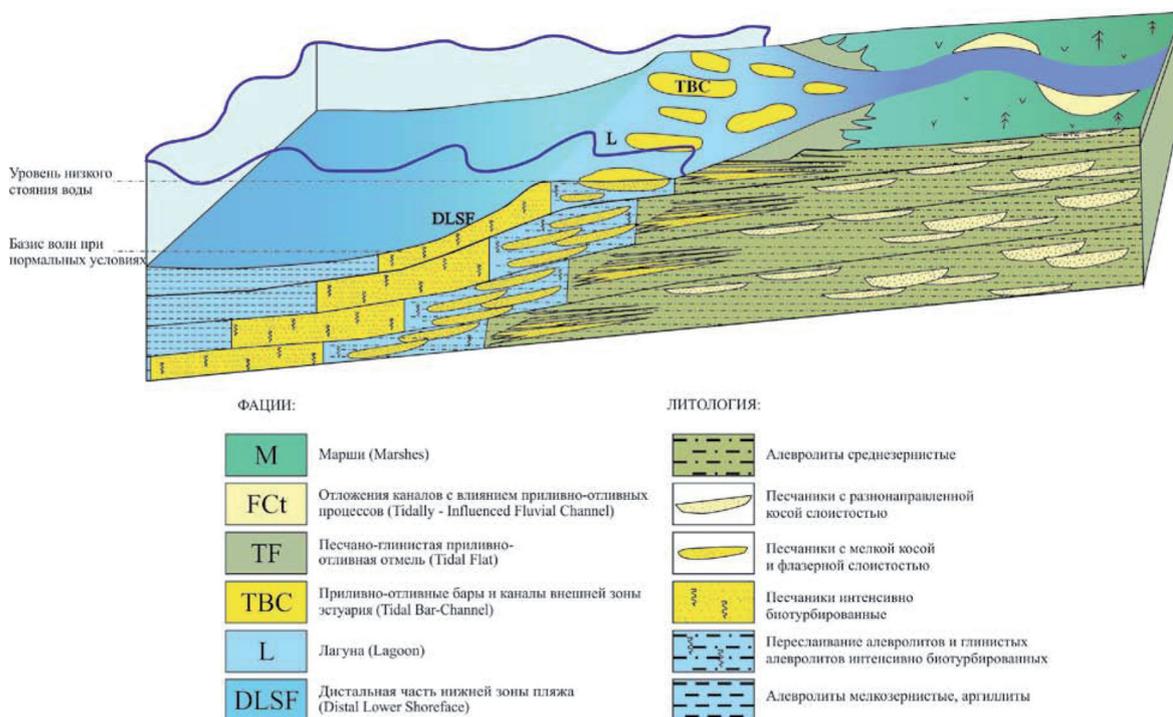


Рис. 1. Схема лито-фациальной обстановки осадконакопления пластов ПК₁¹ и ПК₁², по (С. Kendall, 2013), с изменениями

Интерпретация обстановки осадконакопления включает анализ размерности частиц и литологической изменчивости по разрезу. Крупная размерность песчаной фракции и слабая биотурбация указывают на высокую энергию потока [Рейнек, Сингх, 1981], а значительная мощность (до 10 м) характеризует длительную устойчивую среду седиментации. Флазерная и пологоволнистая слоистость отражают эпизодическое влияние волновой деятельности на формирование осадка. Минимальное количество остатков фауны свидетельствует об удаленности от суши. Под действием влияния речного потока, приливов-отливов и волновых процессов сформировалась упорядоченная анизотропная структура породы.

Размеры по латерали (по Б. Бесли, 2010) составляют сотни метров, протяженность тел ориентирована поперек береговой линии. Высокая связность коллекторов обусловлена латеральной аккрецией.

Средние значения коллекторских фильтрационно-емкостных свойств по данным лабораторных исследований:

$$K_p = 33.9\% (24-43\%)$$

$$K_{пр} = 607 \text{ мД} (16-2844 \text{ мД})$$

Породы фации лагуна (L) состоят из переслаивания алевритов крупнозернистых и алевритов мелкозернистых глинистых, полностью биотурбированных бентосными организмами ихнофагий *Scolithos-Cruziana* (*Palaeophycus*, *Cylindrichnus*, *Teichichnus*, *Chondrites*). Текстура линзовидно-волнистая, интенсивно биотурбированная. В породе присутствуют редкие зерна глауконита, сидерит.

Основным глинистым компонентом является хлорит, средняя набухаемость смешанно-слоистых образований составляет 12% – наибольшее значение из представленных фаций.

Присутствие следов ихнофагии *Cruziana* свидетельствует о прибрежно-морской обстановке [Pemberton et al., 2001; Барабошкин, 2007], высокая плотность биотурбации указывает на стабильную соленую среду бассейна. Неравномерное переслаивание и пологоволнистая текстура характеризуют неустойчивую гидродинамику среды в зоне действия волновых процессов.

Интенсивная переработка породы бентосными организмами способствовала нарушению первоначального линзовидно-волнистого строения и формированию неупорядоченного положения зерен породы. Повышенная доля монтмориллонита характерна для морских условий осадконакопления.

Средние значения коллекторских фильтрационно-емкостных свойств по данным лабораторных исследований минимальны в изучаемом разрезе, порода не относится к коллектору:

$$K_{п} = 27\% (21-37\%)$$

$$K_{пр} = 28.3 \text{ мД} (0.1-624.0 \text{ мД})$$

Породы фации дистальной части предфронтальной зоны пляжа (DLSF) представлены алевролитами крупнозернистыми до песчаников мелкозернистых. Текстура полностью биотурбирована. Отмечается высокое разнообразие ихнофагии *Scolithos-Cruziana*. Слоистая текстура обусловлена наличием единичных слойков, обогащенных слюдой, растительной органикой, сидеритом, а также многочисленных слойков, обогащенных акцессорными минералами.

Основным глинистым компонентом, согласно рентгеноструктурному анализу, является хлорит, средняя набухаемость смешанно-слоистых образований составляет 10%. Обилие следов бентосных организмов свидетельствуют о спокойном гидродинамическом режиме. Коллекторские свойства однородны в объеме породы.

Размеры по латерали (по Б. Бесли, 2010) составляют сотни метров – километры, вдоль береговой линии. Коллекторы гидродинамически связаны вследствие постепенной трансгрессии и переработки породы волновыми процессами [Чернова, 2009].

Средние значения коллекторских фильтрационно-емкостных свойств по данным лабораторных исследований:

$$K_{п} = 36.3\% (28-40\%)$$

$$K_{пр} = 714 \text{ мД} (\text{до } 1790 \text{ мД})$$

Заключение

Фациальный анализ призван наглядно проиллюстрировать, как мелкомасштабные неоднородности, выделенные по керну, влияют на дебит и работу скважин.

Так, например, запускной дебит фации пляжей DLSF (рис. 2, а) сопоставим с запускными дебитами фации ТВС несмотря на то, что средние нефтенасыщенные толщины и разброс значений по ним меньше, чем у фации ТВС (рис. 2, б). Это связано с анизотропностью и латеральной неоднородностью коллектора фации баров и русел ТВС.

Выполненная работа положена в основу мультимасштабного математического моделирования высоковязкой нефти при закачке воды и раствора полимера.

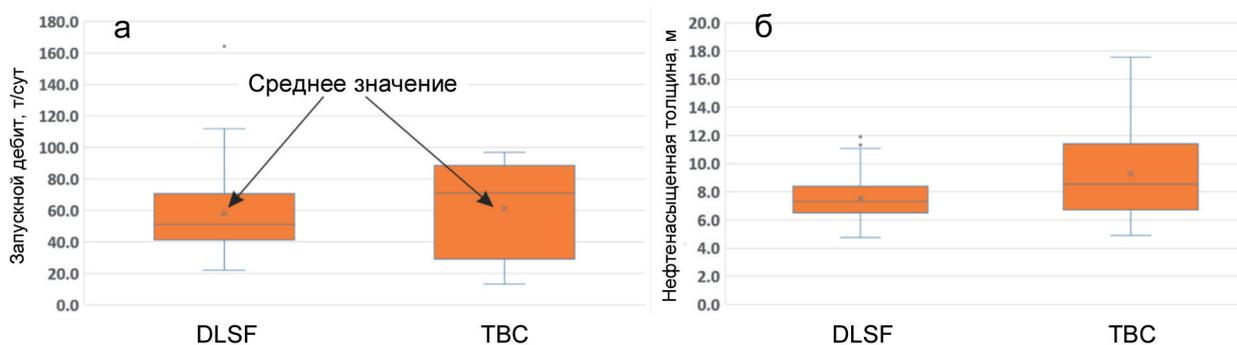


Рис. 2. Боксплоты распределения запускных дебитов и нефтенасыщенных толщин по фациям коллектора

Литература

- Барaboшкин Е.Ю.* Практическая седиментология (терригенные коллектора). Томск, 2007. 154 с.
- Конторович А.Э., Ериов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
- Рейнек Г.Э., Сингх И.Б.* Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра, 1981. 439 с.
- Чернова О.С.* Седиментология резервуара. Томск: Изд-во ЦППС НД, 2009. 250 с.
- Pemberton S.G., Spila M., Pulham A.J.* Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Geological Association of Canada, Short Course. 2001. V. 15. 343 p.

ООИДОВЫЕ ФОРМЫ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАСЕЙНА

Максимов П.Н.¹, Рудмин М.А.¹, Тажиев С.Р.²

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск,
e-mails: pnm1@tpu.ru; rudminma@tpu.ru

²Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина, г. Алматы,
Республика Казахстан, e-mail: sula_tashiev@mail.ru

В геологической истории ооидовые железняки формировались с раннего палеозоя до кайнозоя и их отложение имеет эпизодический характер, который приурочен к определенным интервалам геологического времени [McGregor et al., 2010]. В настоящее время палеобстановки формирования морских железняков активно исследуются [Rudmin et al., 2019; Li et al., 2021; Han et al., 2023]. Изучение ооидов морских железняков может выступать инструментом, который позволит определить физико-химические условия формирования минералов в морской среде. Специфические форменные элементы состоят преимущественно из концентрических зон, осаждение которых контролируется определенными окислительно-восстановительными условиями морского дна [Li et al., 2021; Rudmin et al., 2022; Han et al., 2023]. В текущей работе предполагается, что по минералогическим и структурным характеристикам ооидовых форм в совокупности с литологией пород можно реконструировать фациальные обстановки и седиментационные параметры осадочного слоя.

Аятский железорудный бассейн распространен в пределах северной части Тургайского прогиба в Северном Казахстане. В Актыубинской области Казахстана в бассейне современной реки Аят на дневную поверхность выходят верхнемеловые и палеогеновые породы осадочного чехла Тургайского прогиба. В верхнемеловое время прогиб начал свое активное формирование, в результате которого превратился в эпиконтинентальный пролив меридионального направления, соединявшим древнее Западно-Сибирское море и бассейн Палеотетиса. Согласно исследованиям предшественников, морская трансгрессия, вызванная региональным структурным оседанием, обусловила формирование морских железняков Аятского бассейна [Найдин, 2006].

Цель работы: выделение типов ооидов в морских железняках на основе минеральных ассоциаций для объяснения условий осаждения минеральных форм отдельных концентров. Материалами для изучения послужили отобранные образцы из открытых обнажений Аятского бассейна железняков. Комплекс лабораторно-аналитических работ включал в себя петрографический анализ; сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) с локальным энергодисперсионным анализом (ЭДС) и просвечивающую электронную микроскопию (ПЭМ).

Рудный горизонт представлен морскими железняками, которые встречаются среди верхнемеловых пород аятской свиты. Возраст свиты оценивается как сантон-турон по результатам спорово-пыльцевого анализа [Папулов и др., 1990]. Репрезентативный разрез аятской свиты представлен тремя основными литотипами: базальные алевриты, морские железняки, перекрывающие кварц-глауконитовые слабосцементированные песчаники [Maximov, Rudmin, 2023]. Морские ооидовые железняки аятского бассейна содержат до 40% железистых ооидов. Основными минералами ооидов являются сидерит, гетит бертьерин (рис. 1). Данные минералы встречаются в ооидах в составе кортекса (внешняя “корка” ооидов) и ядер (внутренняя, обрастающая минеральная часть; рис. 2). Реже в ооидах фиксируется гипс, пирит и барит (см. рис. 2а–в). Последние два встречаются в виде наложенной минерализации (см. рис. 2а, б). Гипс встречается в ядре ооидов (см. рис. 2в). Формирование подобных минеральных ассоциаций в ооидах контролируется различными окислительно-восстановительными условиями. К примеру, гетит образуется в богатых кислородом условиях, тогда как бертьерин и сидерит в субкислородных и аноксидных условиях соответственно. Часть теорий подразумевают связь процесс формирования самих ооидовых структур с морскими донными течениями, которые обуславливают перекачивание/миграцию ооидов от одних условий к другим, что объясняет зонально-концентрическое строение.

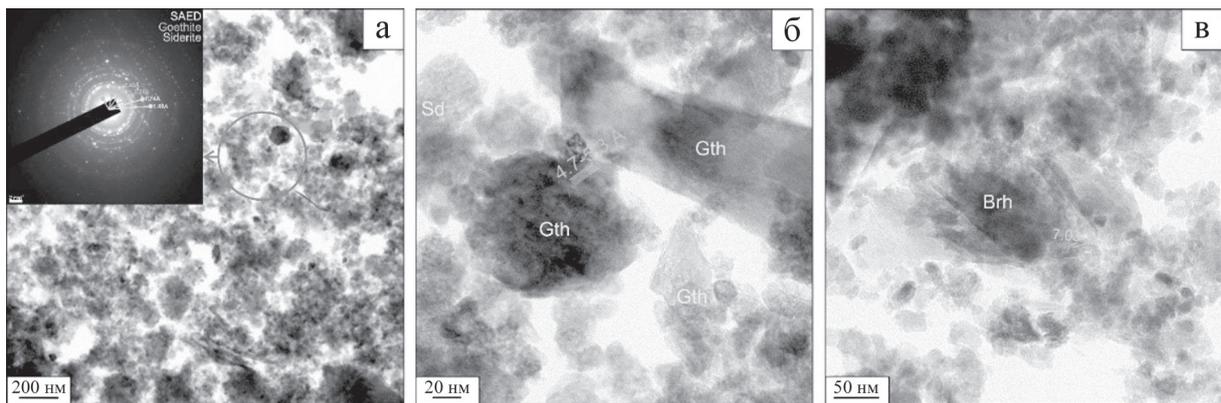


Рис. 1. ПЭМ-снимки кортекса ооидов.

а – обзорный снимок с изображением электронной дифракции на выбранной области; б – зерно сидерита и кристаллы гетита с измеренным межплоскостным расстоянием равным 4.7–5.3 Å; в – волокнистые изогнутые зерна бертьерина с межплоскостным расстоянием 7.0–7.3 Å

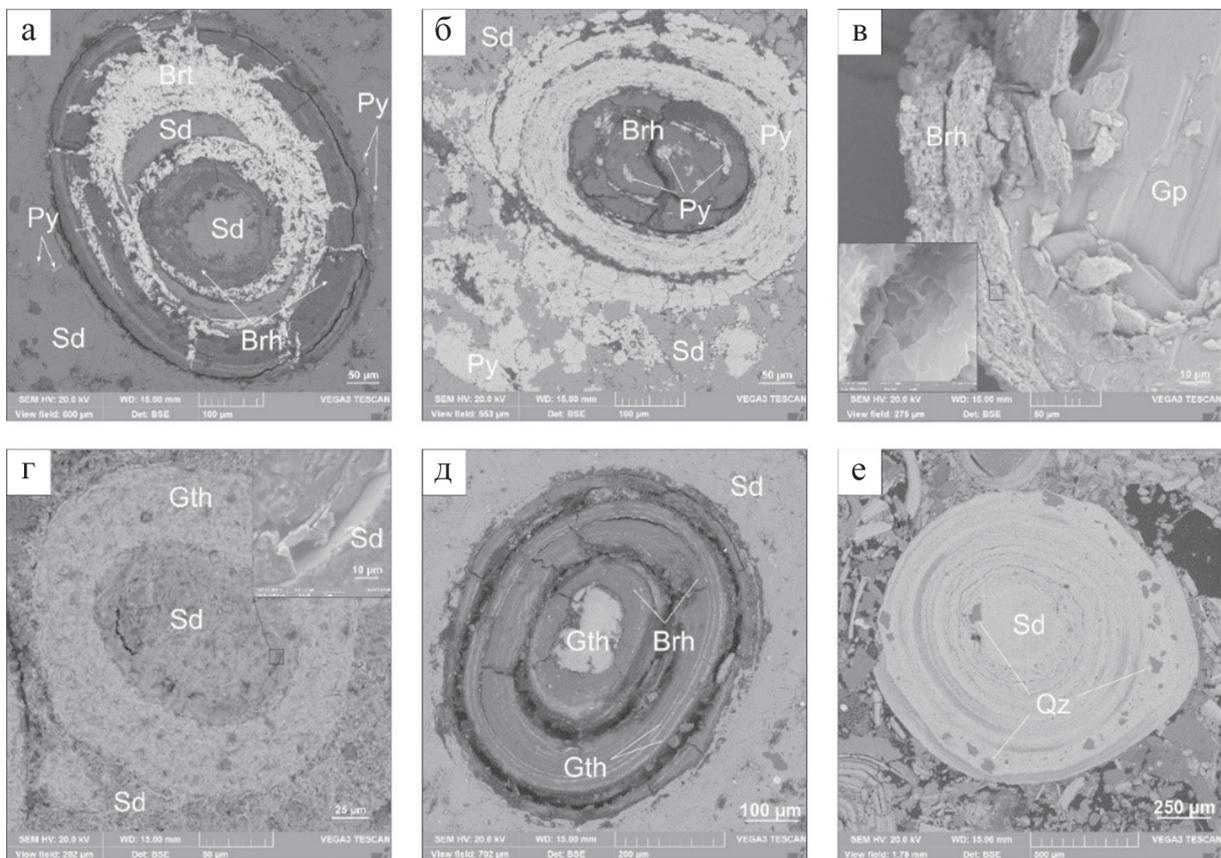


Рис. 2. СЭМ-снимки ооидов аятских железняков.

а – сидерит-бертьериновый ооид с наложенным баритизацией; б – бертьерин-пиритовый ооид; в – гипс-бертьериновый ооид; г – сидерит-гетитовый ооид; д – гетит-бертьериновый ооид; е – сидеритовый ооид с кварцевыми зёрнами по периферии. *Sd* – сидерит, *Qz* – кварц, *Brh* – бертьерин, *Gth* – гетит, *Py* – пирит, *Br* – барит

В качестве центральной части ооидов в изучаемых железняках, вокруг которых формируются ритмично-зональные концентры, встречаются самостоятельные агрегаты гетита и сидерита, зерна гипса и реже кварца (см. рис. 2в, е). Также кварцевые зёрна встречаются по периферии концентров (см. рис. 2е). Вопрос почему кварц не растворился в морских щелочных условиях, а гетит не

заместился сидеритом в субкислородных условиях остается открытым, в понимании что физико-химия среды, вероятно, была промежуточной от крайне кислой до крайне щелочной. Возможно, это связано с тем, что внешняя минеральная оболочка (концентры) служит контейнером, который консервирует внутренние минералы. Формирование ооидов с гипсовым ядром подтверждает данный вывод (см. рис. 2в). Поскольку сульфат кальция является неустойчивым к внешним физико-химическим воздействиям, но несмотря на это внутри ооидов он остался целым. В процессе перекачивания по морскому дну в условиях сильных течений и/или в результате воздействия литостатического давления целостность ооидов нарушается. При последующем прогрессирующем диагенезе, образовавшиеся трещины и пустотные пространства заполняются баритом или пиритом (см. рис. 2а, б).

На основе минеральных ассоциаций выделены следующие типы ооидов в порядке убывания их распространенности: сидерит-гетитовые; гетит-бертьериновые; сидеритовые; сидерит-бертьериновые. Различия в составе ооидов указывают на переменчивые условия морской среды во время их формирования. Рост ооидов происходил в процессе перекачивания по морскому дну, что подтверждается наличием кварцевых зерен в кортексе ооидов. Предполагается, что кортекс служил в качестве контейнера, благодаря которому при воздействии внешних процессов выветривания внутренние неустойчивые минералы остались целыми.

Работа выполнена при финансовой поддержке FSWW-2023-0010.

Литература

- Найдин Д.П. Разрез верхнего мела Кушмурун, Торгайский пролив // Вестн. Московского ун-та. 2006. № 4. С. 3–9.
- Папулов Г.Н., Железко В.И., Левина А.П. Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья) // Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 258 с.
- Han K., Han Z., Garzanti E., Zhu S., Yao H., Guo H., Liu X., Wang C. Middle Jurassic ooidal ironstones (southern Tibet): Formation processes and implications for the paleoceanography of eastern Neo-Tethys // Front. Earth Sci. 2023. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1055957>
- Li F., Zhang P., Ma X., Yuan G. The iron oolitic deposits of the lower Devonian Yangmaba formation in the Longmenshan area, Sichuan Basin // Mar. Petrol. Geol. 2021. V. 130. P. 105137. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105137>
- Maximov P., Rudmin M. Origin of Upper Cretaceous marine ironstones of Ayat Formation (Turgay depression, Northern Kazakhstan) // Sol. Earth Sci. 2023. V. 8. No. 1. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2023.02.002>
- McGregor F., Ramanaidou E., Wells M. Phanerozoic ooidal ironstone deposits – generation of potential exploration targets // Appl. Earth Sci. 2010. V. 119. No. 1. P. 60–64. <https://doi.org/10.1179/037174510X12853354810660>
- Rudmin M., Banerjee S., Maximov P., Novoselov A., Trubin Y., Smirnov P., Abersteine, A., Tang D., Mazurov A. Origin of ooids, peloids and micro-oncoids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) // J. Asian Earth Sci. 2022. V. 237. P. 105361. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2022.105361>
- Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Mar. Petrol. Geol. 2019. V. 100. P. 309–325. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.023>

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ОЗ. САРГУЛЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ ГОЛОЦЕНА ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Мальцев А.Е.¹, Кривоногов С.К.¹, Мирошниченко Л.В.¹, Смоленцева Е.Н.²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: maltsev@igm.nsc.ru

²Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: esmolenceva@issa-siberia.ru

Динамика климата в континентальных условиях наиболее подробно записывается в озерных котловинах, где одновременно она фиксируется как в почвах, так и в донных отложениях и поровых водах. Наиболее информативными являются донные отложения небольших озер, которые в силу своих малых размеров обладают исключительной чувствительностью к климатическим изменениям [Last, 2002; Deocampo, 2010; Solotchina et al., 2012]. В отличие от крупных водоемов они менее консервативны при внешних воздействиях, так как небольшие размеры обуславливают их нестабильность в зависимости от изменений климата [Sklyarov et al., 2010]. Поэтому малые озера могут предоставить высокоразрешающие климатические записи и установить причины внезапных и резких климатических сдвигов на коротких интервалах времени и их периодичность [Solotchina et al., 2012].

Объектами исследования стали длинные керны бурения (3.5 м) озерной котловины оз. Саргуль (54.59955 с. ш., 78.842983 в. д., Новосибирская область, Барабинская лесостепь). Площадь водоема составляет 34.6 км², водосборная площадь – 9580 км². Через оз. Саргуль протекает р. Чулым, впадающая в оз. Чаны. Морфология и морфометрия озерной котловины показывают значительное варьирование размеров озера в течение голоцена. В настоящее время его площадь составляет 30% от площади палеоозера в период максимального наполнения водой [Жилич и др., 2021]. Значительную часть озерной котловины занимает озерная терраса, сложенная песками, отражающая высокий уровень палеоводоема. Пески являются результатом размыва гравийных толщ. Высокий абразионный уступ ограничивает впадину озера на юго-западе. Нижняя часть гравийных отложений сильно опесчаненная.

Донные отложения оз. Саргуль отнесены к минеральному типу и представлены озерными илами (рис. 1). Интервал 0–52 см – это темно-серые, плотные глинистые отложения. На глубине 52–138 см залегают рыхлые, коричневые отложения с большими скоплениями обломков раковин моллюсков. Для интервала 65–105 см характерно резкое увеличение содержания органического углерода (C_{org}) до 8.3%. Далее, в интервале 138–252 см расположены серые, плотные глины, которые на глубине 252–285 см подстилают черные, органо-минеральные отложения (палеопочва), глубже (285–350 см) расположены подстилающие отложения, представленные голубовато-серыми лессовидными суглинками (гравийная толща). Подстилающие отложения характеризуются ростом терригенной группы элементов: Al, Si, Na, K, Zr и более низкими содержаниями P, Ca, Sr, Mn.

Из отобранных кернов бурения было получено 12 радиоуглеродных дат. Верхние интервалы озерных отложений начали накапливаться 2.2–0 кал. т. л. н. (см. рис. 1). Интервал 52–138 см датирован в 3.3 и 3.2 кал. т. л. н. (имеется инверсия дат) и накапливался между 4.0 и 2.2 кал. т. л. н. Возможно наличие стратиграфического перерыва в основании этого слоя, согласно распределению дат. Интервал 138–252 см имеет возраста 7.3–4.0 кал. т. л. н. и представляет собой древние озерные отложения, накапливавшиеся одновременно с прибрежными песками озерной террасы. Возраст основания озерной толщи составляет 9.3 кал. т. л. н. Органо-минеральные отложения (ОМО) имеют возраста 11.0–9.3 кал. т. л. н.

Стадия I. Интервал 138–252 см (9.3–4.0 кал. т. л. н.) является начальным этапом формирования водоема. Донные отложения характеризуются ростом валовых содержаний Ca и присутствием в осадке карбонатов. Высокие значения в составе поровых вод Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , а также минерализации указывает на более высокую соленость озерных вод 9.3–4.0 кал. т. л. н. в сравнении с более поздними этапами (4.0–1.2 кал. т. л. н.). Утяжеление изотопа состава углерода $\delta^{13}C$ в интервале 225–252 см показывает, что накопление донных отложений, по-видимому, происходило под влиянием сухого и холодного климата.

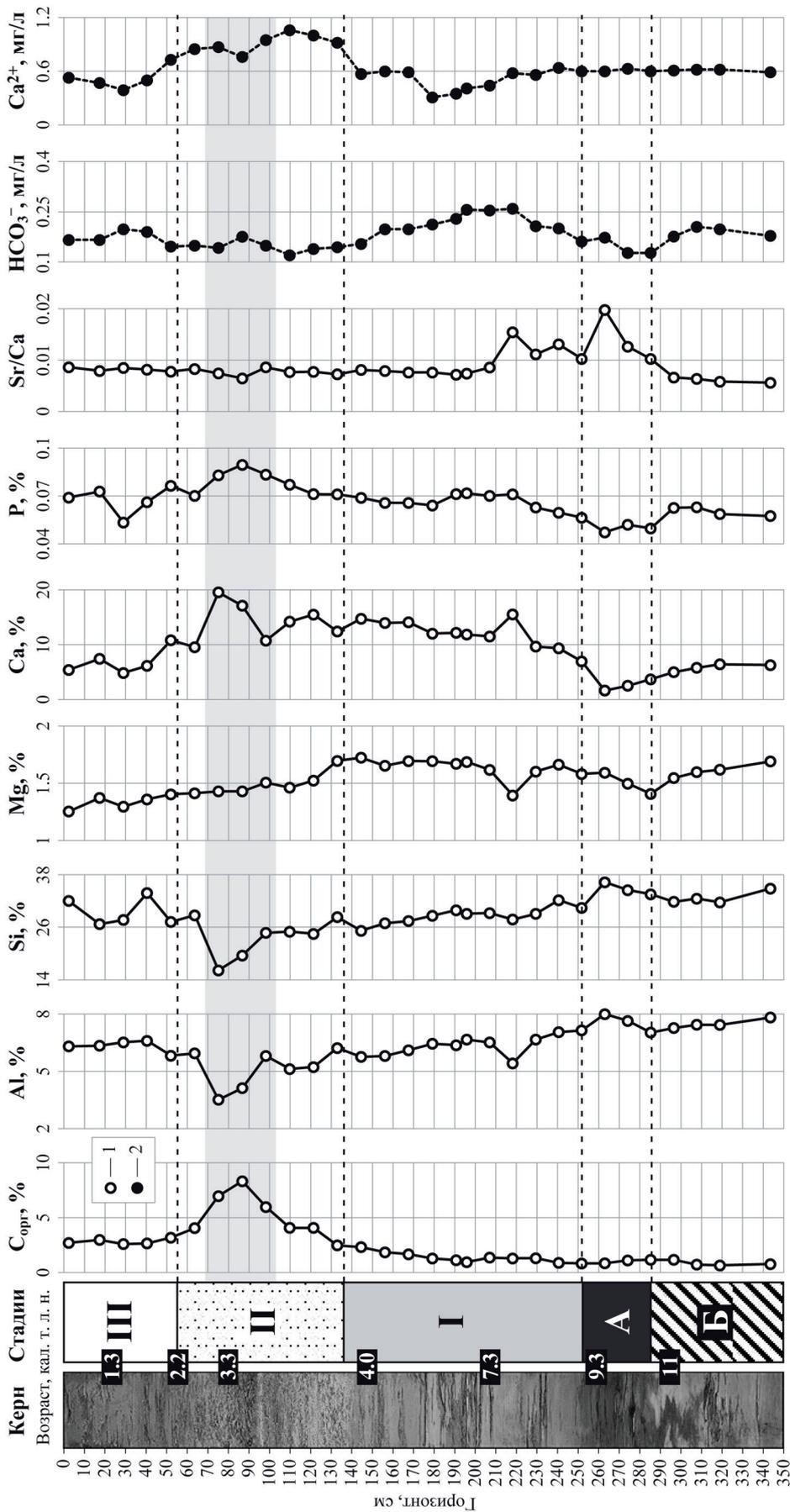


Рис. 1. Строение разреза, возраст, распределение C_{орг}, Sr/Ca, элементов в осадке (1) и ионов в поровых водах (2).

Стадии развития водоема: I–III (см. текст). А – палеопочвы, Б – подстилающие озерные отложения углинки.

В основании озерных отложений (230–252 см) отмечается рост содержаний Al, Si, K, N, Zr на фоне присутствия в минеральном составе осадка низкомагнезиальных кальцитов диагностирует довольно высокий уровень стояния озерных вод и интенсивный привнос терригенной компоненты с водосборов. В интервале 220–225 см (≈ 7.3 кал. т. л. н.), по-видимому, произошло кратковременное падение уровня озерных вод. На это указывает снижение содержаний Al, Si, K, Zr и отношения Mg/Ca на фоне роста содержаний Ca, P и особенно Sr (рис.), а также резкого роста отношений Sr/Ca и Sr/Ba. Дальнейшее снижение в интервале 175–210 см магнезиальности кальцитов и отношения Sr/Ca, на фоне роста HCO_3^- , может косвенно указывать на последующее увеличение уровня озерных вод, которое могло быть обусловлено ростом влажности климата ≈ 6.0 – 5.5 кал. т. л. н.

Стадия II. Интервал 52–138 см (4.0–2.2 кал. т. л. н.) характеризуется ростом содержаний органического углерода, Ca, Sr, отношений Sr/Ba, преобладанием магнезиальных кальцитов и присутствием доломита в минеральном составе донных отложений. Это указывает на то, что в данный период озеро было мелководным и хорошо прогреваемым, а рост Ca, Sr, Mg- CaCO_3 может свидетельствовать о возможной аридизации климата [Sklyarov et al., 2010; Solotchina et al., 2012]. Значительное повышение в интервале 60–80 см значений P, Mn, S, Ca, Sr и Mn/Fe связано с ростом содержаний в осадке органического вещества и карбонатов (представленных раковинами моллюсков). Это указывает на рост биопродуктивности водоема в этот период (≈ 3.3 – 2.5 кал. т. л. н.). Сравнительно легкий изотопный состав углерода (-20.8%) подтверждает, что в это время был теплый климат, который и привел к повышению продуктивности озера. Максимальный рост биологической продукции отмечается около 3.0 кал. т. л. н., который отражается в росте содержания $C_{\text{орг}}$ до 6.97–8.33%.

Основным источником органического вещества (ОВ) около 3.3–2.2 кал. т. л. н., по-видимому, была полупогруженная водная растительность – макрофиты. На это указывает отношение C/N, которое является органо-геохимическим маркером источников поступления и генезиса органического вещества [Леонова и др., 2019]. Значения C/N (на уровне 12–16) показывают, что в формировании органического вещества осадка оз. Саргуль в этот период ведущую роль играла полупогруженная и наземная растительность бедная N, а планктон и диатомовые водоросли играли подчиненную роль. На ведущую роль макрофитов (аллохтонное ОВ) указывает и сильно облегченный изотопный состав органического углерода (-29%). Водоросли и планктон имеют более тяжелый изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ [Юдович, Кетрис, 2010], так как водные фотосинтетики поглощают углерод непосредственно из растворенного в воде бикарбоната и карбоната, который заметно тяжелее углерода атмосферного CO_2 , поэтому $C_{\text{орг}}$ водных организмов изотопно тяжелее $C_{\text{орг}}$ наземных и полупогруженных. Не стоит исключать и тот факт, что на облегчение изотопного состава органического углерода может влиять и деятельность микроорганизмов [Леонова и др., 2019].

Стадия III. С интервала 52–0 см (2.2–0 кал. т. л. н.) отмечается тренд на увеличение солёности озерных вод. На это указывает рост содержаний Na^+ , Cl $^-$ и показателя солёности ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ / \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) погребенных озерных вод (поровые воды), а также резкий рост содержаний Na в осадке. Рост титанового ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) и фосфор-кальциевый ($\text{P}_2\text{O}_5/\text{CaO}$) модулей, на фоне увеличения содержаний Al, Si (см. рис. 1), указывает на повышение роли терригенного сноса. Снижение отношений Ba/Y и Sr/Ba диагностирует возможные климатические изменения (можно предположить, наступление более холодного климата). На это указывают и снижение в донных отложениях содержаний Ca, карбонатов и полное исчезновение магнезиальных кальцитов в минеральной части осадка.

Можно заключить, что самая многоводная фаза оз. Саргуль, по-видимому, приходилась на начальные этапы развития водоема, примерно 9.3–4.0 кал. т. л. н. (стадия I) – осаднение карбонатов минимально, а в осадках преобладают терригенные минералы. Мелководные условия и рост биологической продукции отмечается около 4.0–2.2 кал. т. л. н. (стадия II), что сопровождается осаднением магнезиальных кальцитов, ростом органического вещества и облегчением значений $\delta^{13}\text{C}$. Далее (2.2–0 кал. т. л. н.) отмечается рост солёности водоема и снижение магнезиальности осаждающихся кальцитов (стадия III). Однако, осаднение низкомагнезиальных кальцитов, происходящее в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солёности, в совокупности с малой и выдержанной по глубине разреза величиной Mg/Ca, указывает на высокий уровень стояния озерных вод (либо озеро было проточным) практически на всем протяжении развития

водоема. Об умеренной солености оз. Саргуль на протяжении всего голоцена свидетельствует величина Sr/Ca-отношения, которая составляет ≈ 0.02 .

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 19-29-05085 мк, № 19-05-00403 А и по государственному заданию ИГМ СО РАН, проекты № 122041400193-7 и № 122041400252-1. Аналитические исследования проводились в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН.

Литература

- Жилич С.В., Кривоногов С.К., Гаврилов Д.А., Смоленцева Е.Н., Као С., Рудая Н.А.* Палеоклиматические и палеоэкологические изменения в голоцене по новым данным из донных отложений озера Саргуль и палеопочв в его котловине (юг Западной Сибири) // Пути эволюционной географии. Выпуск 2 / Мат-лы II Всерос. науч. конф., посвящ. памяти профессора А.А. Величко. М.: Институт географии РАН, 2021. С. 109–110.
- Леонова Г.А., Копотева Т.А., Меленевский В.Н., Мальцев А.Е., Климин М.А., Бобров В.А.* Методический подход к выявлению источников и генезиса захороненного органического вещества в голоценовых разрезах озерных сапропелей (юг Западной Сибири и Восточное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1602–1626.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Соотношения изотопов углерода в стратиферу и биосфере: четыре сценария // Биосфера. 2010. Т. 2. № 2. С. 231–246.
- Deocampo D.M.* The Geochemistry of Continental Carbonates // Develop. Sediment. 2010. V. 62. P. 1–59.
- Last W.M.* Geolimnology of salt lakes // Geosci. J. 2002. V. 6. No. 4. P. 347–369.
- Sklyarov E.V., Solotchina E.P., Vologina E.G., Ignatova N.V., Izokh O.P., Kulagina N.V., Sklyarova O.A., Solotchin P.A., Stolpovskaya V.N., Ukhova N.N., Fedorovskii V.S., Khlystov O.M.* Detailed Holocene climate record from the carbonate section of saline Lake Tsagan-Tyrm (West Baikal area) // Rus. Geol. Geophys. 2010. V. 51. No. 3. P. 237–258.
- Solotchina E.P., Sklyarov E.V., Solotchin P.A., Vologina E.G., Stolpovskaya V.N., Sklyarova O.A., Ukhova N.N.* Reconstruction of the Holocene climate based on a carbonate sedimentary record from shallow saline Lake Verkhnee Beloe (western Transbaikalia) // Rus. Geol. Geophys. 2012. V. 53. No. 12. P. 1351–1365.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ)

Мартынюк Е.В., Бояршинова М.Г., Неделько О.В., Калина Р.И.

ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: evmartynyuk@tnnc.rosneft.ru

Строение продуктивных горизонтов в пределах Непско-Ботубинской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции осложняется как тектоническими элементами, так и широким развитием вторичных процессов. Зачастую определение интенсивности развития постседиментационных преобразований, закономерностей их распределения по площади и по разрезу, а также оценка влияния на коллекторские свойства пород являются одним из ключевых факторов при построении геологической модели месторождения.

Объектом исследований данной работы является терригенный комплекс верхнего протерозоя Верхнечонского месторождения, с которым связаны основные запасы нефти и газа. Месторождение расположено в Катангском районе Иркутской области, является крупным, многозалежным. В тектоническом отношении приурочено к Верхнечонскому поднятию Непского свода Непско-Ботубинской антеклизы, имеет сложное строение за счет наличия системы тектонических нарушений, разбивающих структуру на 13 блоков. Промышленные скопления нефти приурочены к девяти блокам и связаны преимущественно с терригенными отложениями непской свиты, соответствующей непскому горизонту. Также залежи расположены в карбонатных коллекторах осинского горизонта (пласт Б1), тэтэрской (пласт Б3-4) и катангской (пласт Б12) свит даниловского горизонта.

Непская свита на Верхнечонском месторождении делится на две подсвиты (нижнюю и верхнюю) и характеризуется различной стратиграфической полнотой разреза, что обусловлено как существовавшим к началу непского времени палеорельефом, так и перерывами осадконакопления. Разрез в наиболее полном объеме отмечается в юго-восточной части территории и постепенно сокращается в северо-западном направлении, где на породах фундамента залегают отложения верхненепской подсвиты. Эрозионные контакты, сопоставляемые с крупными стратиграфическими перерывами, зафиксированы в керне на границе пород фундамента и отложений непской свиты, на границе отложений ниже- и верхненепской подсвит, а также на границе континентальных и прибрежно-континентальных фаций верхненепской подсвиты.

В составе нижненепской подсвиты выделяют два продуктивных пласта: нижний – В13 (ВЧ2), верхний – В11, распространенный в юго-восточной части месторождения. Верхненепская подсвита включает в себя пласт В10 (ВЧ1). Терригенные отложения залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном гранитами, гранитогнейсами, гранодиоритами и кристаллическими сланцами архей-протерозойского возраста. Нередко породы фундамента характеризуются выветрелостью, разрушенностью и трещиноватостью.

В работе представлены результаты литолого-петрографических исследований пород непской свиты Верхнечонского месторождения. Данные виды исследований имеют большое значение в практике поисково-разведочных работ на нефть и газ как для оценки перспектив нефтегазоносности новых районов, так и доразведки “старых” [Гмид, Шибина, 2009]. Основная цель заключалась в детальной характеристике вторичных процессов минералообразования и степени их влияния на фильтрационно-емкостные свойства пород.

Следует отметить существенный вклад в изучение литологических особенностей и вторичных преобразований нижневендских отложений Сибирской платформы М.Х. Булач, Т.И. Гурова, А.П. Железнова, Л.И. Килина, А.С. Ковтун, Н.В. Мельников, В.Г. Постников, И.Е. Постникова, О.В. Постниковой, С.И. Сырык, П.П. Скоробогатых, Л.Ф. Тыщенко, Ф.Н. Яковенко и др.

В рамках проводимых исследований, в том числе седиментологического описания, был изучен керновый материал по 41 скважине, более 1350 м. Нижняя часть нижненепской подсвиты сложена

отложениями фациального комплекса аллювиальных фэнов – преимущественно песчаниками разнозернистыми гравистыми/гравийными и гравелитами песчаными, с сортировкой от очень плохой до средней, в различной степени сцементированными (до рыхлых), с неравномерным карбонатным, сульфатным и галитовым цементами, с неясной, реже пологонаклонной и пологоволнистой слоистостью, неравномерно пористыми. Отмечаются прослои алевролитов песчаных и песчанистых, глинистых, однородной и слабовыраженной субгоризонтальнослоистой текстуры, плотных. В средней части подсвита диагностированы фации приливно-отливных равнин, представленные песчаниками средне-мелко-, мелко-средне- и тонко-мелкозернистыми, с хорошей сортировкой, с глинистыми интракластами, с редким карбонатным, сульфатным и галитовым цементом, пологонаклонно- и пологоволнистослоистыми, иногда с глинистыми слойками, неравномерно пористыми. В подчиненном количестве встречаются алевролиты крупно-мелко- и мелко-крупнозернистые глинистые, пологоволнисто- и линзовидно-волнистослоистые, со слойками и линзами песчаного материала, плотными, с трещинками синерезиса. Отложения нижней и средней частей подсвита слагают продуктивный пласт В13. В верхней части подсвита встречаются различные генетические типы пород барьерного побережья. Это в основном аргиллиты и алевролиты глинистые крупно-мелкозернистые, с субгоризонтальной и пологоволнистой микрослоистостью, с прожилками черного органического вещества (ЧОВ), плотные, с кристаллами и мелкими стяжениями пирита. В юго-восточной части месторождения выделяется пласт В11, которому соответствуют песчаники мелко-тонкозернистые алевритистые и алевритовые, хорошей сортировки, с мелкопятнистым карбонатным цементом, с пологонаклонной и мелкой кривой слоистостью, пористые.

Разрез верхненепской подсвита начинается с комплекса фаций аллювиальной равнины и представлен преимущественно песчаниками разнозернистыми (с преобладанием средне-, крупно- и грубопсаммитовой фракции), неравномерно гравистыми, средней сортировки, со слабым карбонатным, неравномерным сульфатным и галитовым цементом, с крупной кривой, пологонаклонной и субгоризонтальной слоистостью, неравномерно пористыми. В подошвенной части иногда присутствуют гравелиты песчаные, очень плохо и плохо сортированные, неяснослоистые, слабопористые. Также отмечаются песчаники тонко-мелко- и средне-мелкозернистые, с пологонаклонной, пологоволнистой и мелкой кривой слоистостью, неравномерно пористые и алевролиты крупно-мелко- и мелко-крупнозернистые глинистые с субгоризонтальной, иногда ритмичной слоистостью, плотные. Средняя часть подсвита сложена неравномерным переслаиванием алевролитов и песчаников, соответствующих фациям приливно-отливных равнин. Алевролиты крупно-мелкозернистые глинистые, с неравномерной примесью угловатых псаммитовых зерен различной размерности, иногда с мелкими ооидоподобными стяжениями зонального строения глинисто-сульфатно-карбонатного состава, субгоризонтально-, пологоволнисто- и линзовидно-волнистослоистой текстуры, с микро-, тонкими прослоями и линзами песчаника, плотные, с редкими стяжениями и линзами сульфатов, с трещинками синерезиса и редкими трещинами усыхания. Песчаники от мелко-тонкозернистых алевритистых до разнозернистых, хорошей и средней сортировки, часто с карбонатным цементом, пологоволнисто- и линзовидно-волнистослоистые, с глинисто-алеваитовыми микрослойками, часто плотные. Отложения нижней и средней частей подсвита слагают продуктивный пласт В10, в кровле которого залегает маломощная пачка (первые десятки см) смешанного терригенно-сульфатно-карбонатного состава. Заканчивается разрез подсвита аргиллитами в различной степени алевритистыми и алевритовыми, субгоризонтально- и пологоволнисто-микрослоистыми, участками с текстурами пластических деформаций, с прожилками ЧОВ, плотными, со стяжениями и кристаллами пирита, относящимися к региональному реперу М2.

Под поставленные задачи петрографических исследований была проведена выборка шлифов, включившая в себя 210 образцов по 33 скважинам. Подборка производилась по нескольким основным факторам: наличие комплекса минералогических и петрофизических исследований (РСА, РФА, РЭМ, результаты обессоливания), максимальный охват отложений различных литогенетических типов пород с приоритетом в пользу потенциальных пород-коллекторов, равномерность распределения точек отбора по площади месторождения и по разрезу. Наиболее охарактеризован пласт В10, что связано в первую очередь с его повсеместным распространением.

По минеральному составу все породы классифицируются как полевошпат-кварцевые, реже полевошпат-кварцевые граувакки и аркозы. Породообразующими минералами являются кварц, реже полевые шпаты, обломки пород. Полевые шпаты представлены преимущественно калиевыми разновидностями (ортоклаз и микроклин), редко – плагиоклазами. Среди обломков пород отмечаются каркасные (микрокварциты, слюдисто-кварцевые микросланцы, кислые эффузивы) и пластичные (слюдистые, глинистые микросланцы, хлоритовые зерна) разновидности. В глинисто-алевритовых разновидностях отложений присутствует незначительное количество слюдистого материала – слабогидратированные, деформированные пластинки биотита, реже мусковита.

Сортировка пород, их окатанность, степень уплотнения и, соответственно, типы зерновых контактов различны в зависимости от генетической принадлежности.

По территории и разрезу отмечается различная степень цементации терригенных пород аутигенного генезиса. Также встречается глинистый цемент преимущественно гидрослюдистого состава. Характер вторичной цементации по равномерности заполнения во многом определяется степенью сортировки породы и меняется от точечного, пятнистого (очень плохая и плохая сортировка) до сплошного (хорошая), нацело залечивающего межзерновое пространство.

Как и в предыдущих исследованиях терригенных отложений непской свиты, в породах была зафиксирована отчетливо проявленная последовательность аутигенного минералообразования: регенерация кварца и полевого шпата → карбонатизация → сульфатизация → хлоридизация (рис. 1а–г) [Постников и др., 2019].

Регенерация кварцевых и полевошпатовых зерен проявила себя в образовании прерывистых и сплошных каемок толщиной до 0.15 мм, а также в восстановлении кристаллографических граней и формировании угловатых шиповидных наростов высотой до 0.25 мм (рис. 1д, е). Между каемками регенерации и зернами нередко наблюдаются чешуйки глинистого вещества, отчетливо диагностируемые под микроскопом.

Процессы карбонатизации (рис. 1ж, з) встречаются повсеместно, вне зависимости от фациальной приуроченности пород и представлены минералами кальцита, доломита, сидерита и их различными сочетаниями. Карбонатный материал активно корродирует кромки зерен, частично их замещает, а также минерализует межзерновое пространство. В ходе работы была установлена “зональность” распределения карбонатных минералов в пределах изучаемой площади. Сидерит сосредоточен в южной и юго-восточной части месторождения, доломит – в центральной, кальцит – в северной и северо-западной. Такая зональность может быть обусловлена существующим структурными планами и минералогической плотностью карбонатных минералов.

Сульфаты (ангидрит, реже гипс) преимущественно агрегатного строения, редко образуют отдельные удлиненные призматические кристаллы (пойкилитовый тип цементации), частично или полностью выполняют поры, а также замещают обломки. Их содержание варьирует от первых % (пятнистый тип) до образования практически полных псевдоморфоз (базальный тип) (рис. 1и, к). В керне был зафиксирован неравномерный характер распределения сульфатного цемента (пятнистый, линзовидный, послойный), приуроченного к крупно-, грубопсаммитовому и гравийному материалу. Интенсивные процессы сульфатизации пород непской свиты характерны для южной и юго-восточной части месторождения. Также в верхней части пласта В10 отмечаются редкие линзы и стяжения сульфатов, сформированных на ранних стадиях диагенеза в результате просачивания из перенасыщенных вод лагун. Терригенно-сульфатно-карбонатные отложения встречены в кровле пласта.

Хлориды представлены галитом (по данным рентгеноструктурного анализа), который в изучаемых породах имеет агрегатное строение в виде “пластичной” массы и залечивает пустотное пространство, оставшееся после карбонатов и сульфатов (рис. 1л, м). Уменьшение степени галитизации происходит вниз по разрезу, что связано с вертикальной миграцией рассолов из вышележащих галогенных толщ. По площади месторождения галитизация выделяется в виде линейных зон, приуроченных к определенным разломам северо-западного простирания.

Установлено, что сульфатизация и хлоридизация являются ключевыми постседиментационными процессами, оказывающими значительное влияние на первичную структуру палеоколлектора и объем порового пространства пород, определяющими в значительной степени величину эффек-

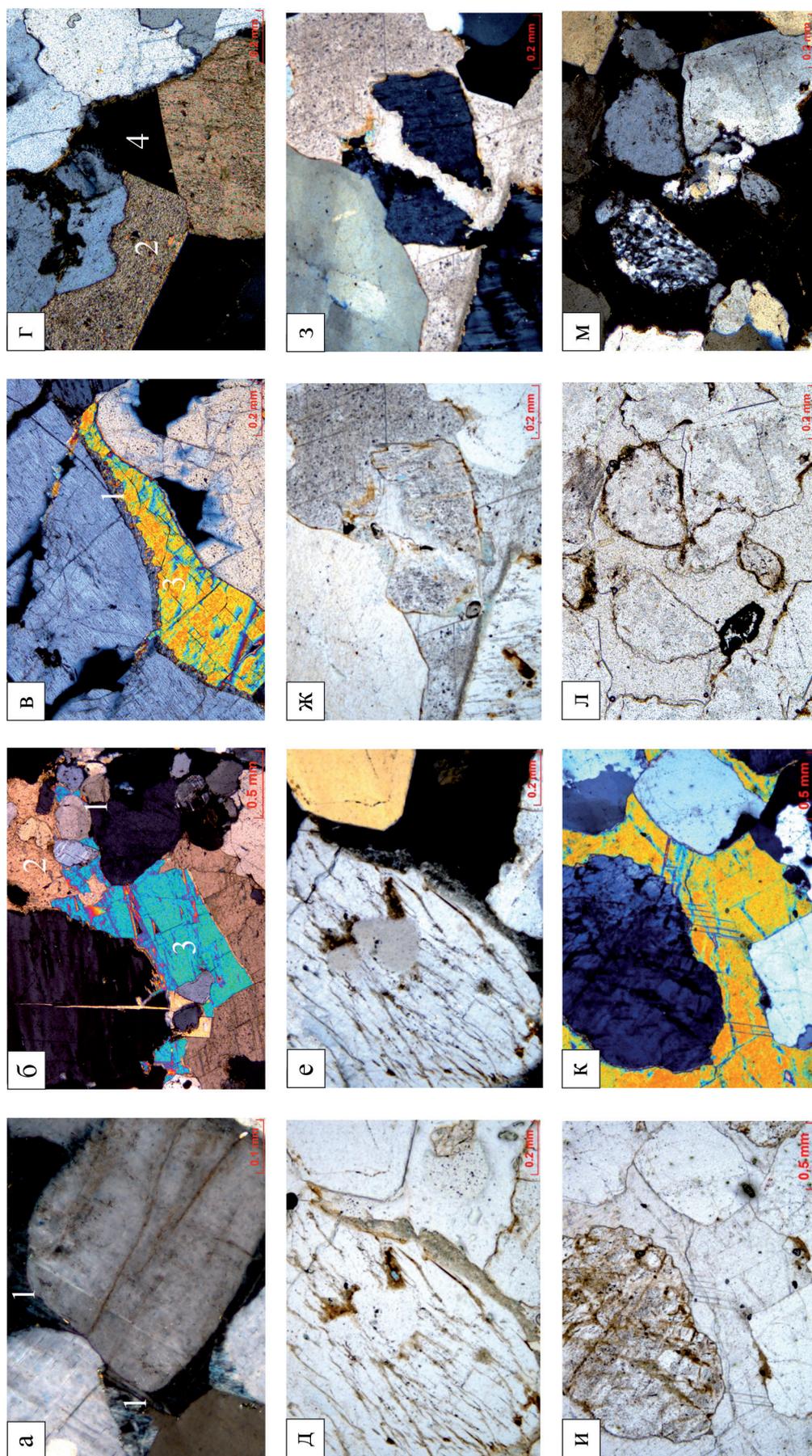


Рис. 1. Вторичные процессы минералообразования.

а-г – последовательность (1 – регенерация, 2 – карбонатизация, 3 – сульфатизация, 4 – хлоридизация); д, е – регенерация кварца и полевого шпата; ж, з – карбонатизация; и, к – сульфатизация (ангидрит); л, м – хлоридизация (галит)

тивных толщин пластов и продуктивность скважин. Развитие данных процессов связано, предположительно, со стадиями катагенеза и тяготеет преимущественно к палеоколлекторам (фации аллювиальных фэнов, флювиальных и приливно-отливных каналов), то есть породам с изначально высокими фильтрационно-емкостными характеристиками. В целом, вторичная минерализация терригенных отложений непской свиты является многостадийной и закономерной, что также отмечают многие исследователи [Букаты и др., 1981; Коновальцева, 2010; Постников и др., 2019].

Вторичная минерализация продуктивных пластов, предположительно, осуществлялась неоднократно в разные этапы геологического развития территории и определялась периодами тектонической активизации платформы – трапповый магматизм на рубеже пермско-триасового времени, система надвиговых дислокаций раннего палеозоя со стороны Предпатомского прогиба.

Таким образом, вторичная минерализация отложений непской свиты Верхнечонского месторождения определяется как первичными структурно-текстурными особенностями пород, так и локализацией поступления высокоминерализованных рассолов в результате совокупности тектонических движений и процессов. Полученные в ходе работ результаты были учтены при последующем построении геологической модели и помогли оценить риски в потенциальных зонах бурения.

Литература

- Букаты М.Б., Возов В.И., Горохова Т.А. и др. Причины засоления нефтегазоносных коллекторов на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1981. № 9. С. 17–27.
- Воробьев В.С., Клинов Я.С. Причины засоления терригенных пород в пределах Верхнечонского месторождения (Восточная Сибирь) // Геология и разработка месторождений. 2017. № 4. С. 36–44.
- Гмид Л.П., Шибина Т.Д. Литолого-петрографические критерии нефтегазоносности // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2009. № 4. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/10/29_2009.pdf
- Коновальцева Е.С. Вторичные процессы в породах-коллекторах продуктивных отложений Ярактинского месторождения // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2010. № 5. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/2/18_2010.pdf
- Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С. и др. Эволюция процессов минералообразования в терригенных породах раннего венда Непско-Ботубинской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 1. С. 31–43.

СОВРЕМЕННЫЕ КРУПНЫЕ РЕКИ (НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЗЭ-СИСТЕМАТИКИ ПЕЛИТОВОГО КОМПОНЕНТА ОСАДКОВ И ВЗВЕСИ)

Маслов А.В.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: amas2004@mail.ru

Речной сток – один из основных источников поступления растворенного и твердого материала в океан. В монографии А.П. Лисицына [1974] его доля оценена в ~75% от всего терригенного материала, аккумулируемого океаном, а 11 крупнейших рек мира несут ~35% такого материала [Drake, 1976]. Изучению химического состава речных осадков и взвесей в настоящее время уделяется все больше внимания, в том числе в связи с анализом выветривания пород суши для создания долгосрочных моделей изменения климата, оценкой качества воды, транзита и накопления загрязняющих веществ и рядом других фундаментальных проблем. Исследования взвеси рек последних десятилетий позволили лучше понять процессы рециклинга и роста континентальной коры, оценить скорость денудации континентов и факторы ее контролирующие, а также решить ряд других задач.

Основную роль в формировании химического облика речных взвесей играют состав пород и почв водосборов, их рельеф и климат; в последние десятилетия заметный вклад вносит и деятельность человека. Характер и количество материала, переносимого реками, сильно зависят от особенностей выветривания на водосборах. При более интенсивном физическом, чем химическом, выветривании образуется большое количество переносимых рекой незрелых частиц, состав и геохимические особенности которых в существенной степени сопоставимы с составом пород водосборов. При обратной ситуации на водосборах формируются почвы и коры выветривания, обедненные хорошо растворимыми и обогащенные менее растворимыми элементами. По сравнению с верхней континентальной корой такие взвеси содержат больше Al, Fe и Ti, и обеднены Rb, K, Ba, Sr, Na, Ca и некоторыми др. [Viers et al., 2009]. Разные элементы имеют и разную географическую изменчивость во взвеси рек. Наиболее постоянны в этом отношении редкоземельные элементы (РЗЭ) и Th [Гордеев, 1983].

Химический состав взвеси рек Мира рассматривался ранее рядом специалистов, а авторы работы [Viers et al., 2009], кроме того, создали своеобразные “моментальные снимки” потоков элементов для каждого континента. В публикации [Bayon et al., 2015] представлена информация о составе специальным образом обработанного (удаление нетерригенных носителей редкоземельных элементов – карбонатных минералов, оксигидроксидов Fe-Mn и органических компонентов) пелитового (<2 мкм) и алевритового (2–63 мкм) материала поверхностных донных осадков приустьевых частей более 50 современных рек четырех категорий. К первой из них принадлежат крупные реки (World’s major rivers), т. е. реки с площадью водосборного бассейна >100 000 км². Ко второй категории относятся реки, дренирующие “смешанные/осадочные” образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations); площадь их водосбора <100 000 км². Третья категория включает реки, питающиеся продуктами размыва “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes), а четвертая – реки, дренирующие “вулканические” породы (rivers draining “volcanic” rocks). На основе приведенной в работе [Bayon et al., 2015] информации нами построены диаграммы $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$, $(La/Yb)_N-Th$ и $(La/Yb)_N-\epsilon_{Nd}(0)$ с полями состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых участков современных рек разных категорий.

Сравнение распределения на указанных диаграммах точек состава пелитовых (<2 мкм) фракций донных осадков приустьевых участков рек (данные из [Bayon et al., 2015]) и точек состава взвесей тех же рек (Амазонка, Конго, Миссисипи, Нигер, Янцзы, Маккензи, Волга, Дунай, Меконг, Амударья, Северная Двина и Луара, все – категория 1), аналитические данные для которых суммированы в [Савенко, 2006], позволяет увидеть следующее. На диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ (рис. 1) точки состава пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей крупных современных

Рис. 1. Положение фигуративных точек пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей и взвешенного материала ряда крупных современных рек (реки категорий 1) на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* .

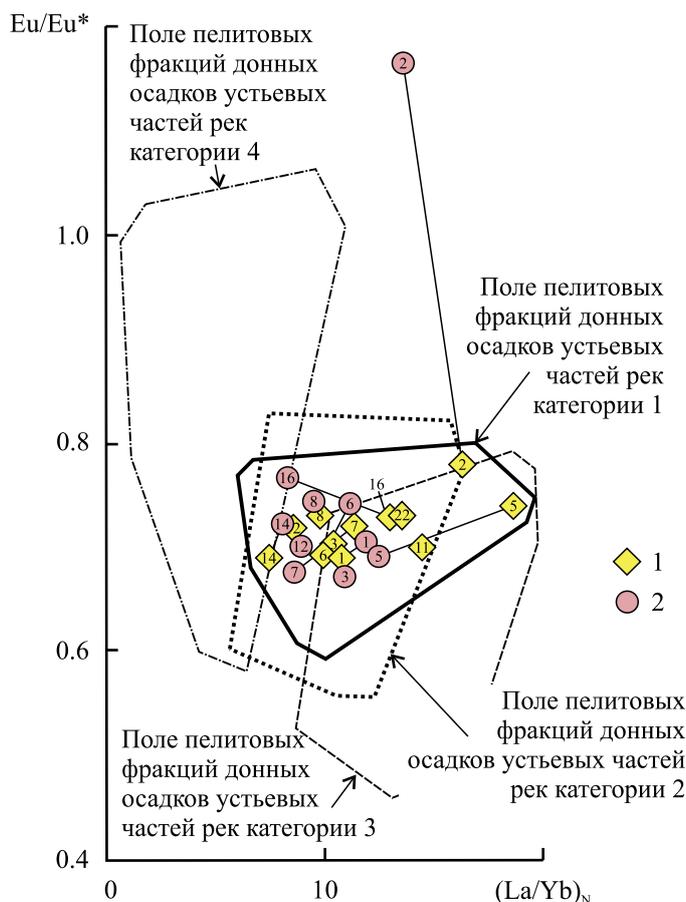
1 – данные из [Bayon et al., 2015]; 2 – данные из [Савенко, 2006].

Цифрами на рисунке показаны точки состава пелитовой фракции донных осадков и взвеси следующих рек (в соответствии с их номерами в [Bayon et al., 2015]): 1 – Амазонка; 2 – Конго; 3 – Миссисипи; 5 – Нигер; 6 – Янцзы; 7 – Маккензи; 8 – Волга; 11 – Дунай; 12 – Меконг; 14 – Амударья; 16 – Северная Двина; 22 – Луара

рек, аналитические данные для которых получены по специально обработанным пробам [Bayon et al., 2015], образуют поле, описываемое значениями $7 < (La/Yb)_N < 20$ и $0.60 < Eu/Eu^* < 0.80$. В это поле попадают практически все фигуративные точки взвесей перечисленных выше рек, данные по которым систематизированы в [Савенко, 2006]. Близкую ситуацию можно наблюдать и на других диаграммах. Из сказанного следует, что использование данных о химическом составе валовых, специальным образом не обработанных, проб речной взвеси, позволяет сделать достаточно корректные выводы относительно категорий рек, транспортирующих сейчас, и, вероятно, транспортировавших в прошлом, тонкую алюмосиликокластику в конечные водоемы стока [Маслов, 2024].

Рассчитанные по аналитическим данным, полученным для пелитовых или алевритовых фракций донных осадков, собранных в устьях рек, включая некоторые из крупнейших водных артерий (“...for a large number of sediments collected near the mouth of rivers worldwide, including some of the world’s major rivers”) [Bayon et al., 2015, p. 17], параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (своеобразные геохимические метки разных категорий рек) “распространяются” в итоге на всю реку. **Однако возникает вопрос – насколько далеко от устья/дельты той или иной реки названные характеристики сохраняются?** Ответ на него можно попытаться найти на примере анализа РЗЭ-систематики взвеси и тонких фракций донных осадков ряда крупных современных рек – Волги, Лены, Янцзы и Замбези.

Волга и ее притоки. Водосбор Верхней Волги сложен известняками, доломитами, мергелями, песчаниками, песками, алевритами и глинами верхнего девона и карбона. В районе г. Рыбинска на левом берегу Волги обнажены пески и песчаники юры и мела, перекрытые моренными, флювио- и озерно-ледниковыми четвертичными отложениями (глины и суглинки, пески и супеси с гравием, гальками и валунами кристаллических пород и др.). В пределах Даниловской возвышенности, а также к югу от г. Кинешма распространены породы триаса. Известняки карбона играют заметную роль и на Средней Волге, но более широко здесь распространены красноцветные терригенные, часто с гипсами, породы перми, юрские и меловые глины, горючие сланцы, мел и опоки. В бассейне Нижней Волги развиты юрские и меловые осадочные породы, а также кайнозойские пески и песчаники, глины и супеси. Таким образом, источниками материала, слагающего донные отложения Волги, выступают преимущественно осадочные породы фанерозоя. Пелитовая фракция взвеси Волги на ~90% представлена иллитом, хлоритом, смектитом и каолинитом [Гордеев, 1983].



В роли источников их выступают глинистые и суглинистые почвы [Законнов, 2016; и др.]. В основу данной публикации положены сведения о содержании РЗЭ в валовых пробах серого ила Волги и приустьевых частей Оки и Камы, отобранных И.А. Немировской [Немировская и др., 2017] в экспедиции на НИС “Академик Топчиев” летом 2016 г. (рис. 2а).

На диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* подавляющее число фигуративных точек серых илов, отобранных от дельты Волги до Рыбинского водохранилища (рис. 2б) расположено в области перекрытия полей пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей рек категорий 1 и 2. В этой же области находится точка речной взвеси Волги [Савенко, 2006]). Напротив, точка пелитовой фракции (<2 мкм) донных осадков эстуария Волги [Bayon et al., 2015], расположена вне указанной области.

В целом РЗЭ-систематика серых илов от Нижней до Верхней Волги не испытывает каких-либо существенных изменений. Среднее значение $(La/Yb)_N$ (n, число проанализированных проб, равно 17) для серых илов Волги равна 8.17 ± 0.56 (в RPSC [Мигдисов и др., 1994], $(La/Yb)_N = 9.28$), а $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.73 \pm 0.06$ (RPSC = 0.70). Величина $(La/Yb)_{N_{\text{максимум}}}/(La/Yb)_{N_{\text{минимум}}}$ для всей выборки составляет 1.27, а значение $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}} = 1.15$. Вверх по течению Волги значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в серых илах от устья и примерно до окрестностей г. Чкаловск, т. е. на протяжении всей Нижней и Средней Волги, остаются достаточно сопоставимыми (рис. 2в, г). Серые илы нижнего течения крупных притоков Волги – Оки и Камы – отличаются от волжских серых илов несколько или существенно пониженными $(La/Yb)_N$, но это не оказывает заметного влияния на распределение РЗЭ в пробах, отобранных ниже мест их впадения. Значения Eu/Eu^* в серых илах притоков и Волги либо сопоставимы, либо несколько ниже (проба ок-2). Все вместе это показывает, что величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в серых илах Волги соответствуют их значениям в пелитовых фракциях донных осадков приустьевых частей рек категории 1, по крайней мере, от дельты до района г. Юрьевец, т. е. на протяжении ~64% от общей длины этой водной артерии. Следовательно, можно предположить, что наиболее важными факторами контроля распределения РЗЭ выступают не только громадная площадь водосбора, но и доминирование на его территории осадочных пород.

Лена и ее притоки. Основная часть водосбора Лены приходится на Сибирскую платформу, граничащую на юге с Байкальской складчатой областью, на юго-востоке – с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, а на северо-востоке – с Верхояно-Колымской складчатой областью. Сибирская платформа сложена преимущественно карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями протерозоя, кембрия, юры и мела, а также четвертичными образованиями. На северо-западе водосбора находится Оленек-Вилуйское плоскогорье, где распространены основные вулканиты перми и триаса. Находящееся на юго-востоке Алданское нагорье – область распространения архейско-протерозойских образований. Байкальская складчатая область является для Лены источником продуктов эрозии протерозойских гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов. Из Верхояно-Колымской складчатой области в Лену поступают продукты размыва терригенных толщ перми и карбона, а также вулканитов и гранитов триаса и юры. Характеристика взвеси Лены основывается на данных из работ [Rachold et al., 1996; и др.]. Основные ее компоненты – кварц, калиевый полевошпат, плагиоклаз и иллит; второстепенные – смешанослойные образования и амфибол.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* практически все фигуративные точки взвеси среднего и нижнего течения Лены расположены в области перекрытия полей пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категорий 1 и 2. Только точка взвеси, отобранной на ст. 14 (несколько выше с. Кюсюр), локализована в поле пелитовой фракции донных осадков современных рек категории 2 (реки, питающиеся продуктами размыва в основном осадочных образований), а точка взвеси со ст. 2 (несколько выше устья Алдана) – на границе полей 1, 2 и 3. В указанной области перекрытия находится и точка речной взвеси Лены. Среднее значение $(La/Yb)_N$ (n = 14) для взвеси Лены равно 11.74 ± 1.19 (в PAAS [Taylor, McLennan, 1985], 9.15), а значение $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.72 \pm 0.04$ (в PAAS – 0.65), что почти в точности равно величине данного параметра в серых илах Волги. Величина $(La/Yb)_{N_{\text{максимум}}}/(La/Yb)_{N_{\text{минимум}}}$ для указанной выборки составляет 1.47, а значение отношения $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}}$ равно 1.23. Это предполагает, что РЗЭ-систематика взвеси Лены от ее дельты и до г. Якутска остается примерно постоянной и близка к характеристикам

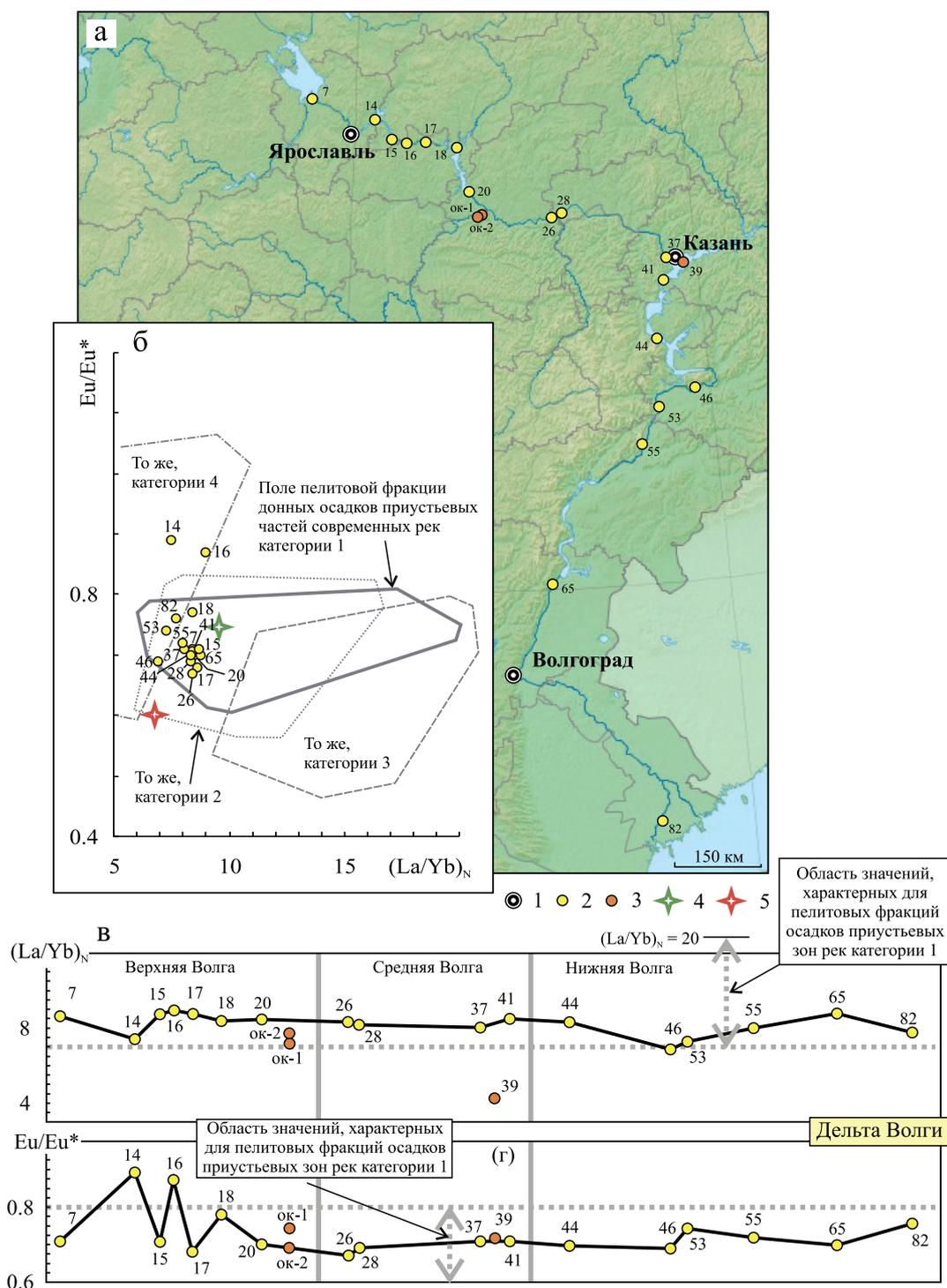


Рис. 2. Положение станций отбора проб серых илов Волги (а), локализация их фигуративных точек на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (б) и вариации $(La/Yb)_N$ (в) и Eu/Eu^* (г) в серых илах Волги от ее дельты до Рыбинского водохранилища.

а: Географическая основа по https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/b8/European_Russia_laea_location_map_%28Crimea_disputed%29.jpg
 Расположение станций, по [Маслов и др., 2022]: 7 – пос. Каменники; 14 – ниже г. Кострома; 15 – г. Волгореченск; 16 – ниже пос. Плес; 17 – ниже г. Кинешма; 18 – г. Юрьевец; 20 – ниже г. Чкаловск; ок-1 и ок-2 – пробы из приустьевой части Оки; 26 – Сура; 28 – Ветлуга; 37 – г. Казань; 39 – Кама против д. Атабаево; 41 – против с. Кременки; 44 – против устья Бол. Черемшана; 46 – против устья Усы; 53 – разлив у пос. Приволжье; 55 – устье Мал. Иргица; 65 – г. Камышин; 82 – ниже г. Астрахани.

1 – населенные пункты; 2 – станции отбора и фигуративные точки проб серых илов собственно Волги; 3 – то же, проб серых илов притоков Волги; 4 – средний состав взвеси Волги, по [Савенко, 2006]; 5 – состав пелитовой фракции донных осадков эстуария Волги, по [Bayon et al., 2015]

преобладающих на ее водосборе в среднем и нижнем течении осадочных пород. Не оказывает существенного влияния на параметры нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (особенно на величину Eu/Eu^*) во взвеси Лены и несколько иной, обусловленный присутствием в верховьях Вилюя основных траппов, состав РЗЭ во взвеси этого ее притока. Вариации $(La/Yb)_N$ во взвеси Верхней Лены достаточно высокие, хотя и варьирующие (12.63–17.23). После впадения Алдана (его взвесь имеет $(La/Yb)_N$ от 10.19 до 11.15), рассматриваемый параметр начинает снижаться, достигая 9.92 после впадения Вилюя (во взвеси последнего $(La/Yb)_N = 10.14–10.35$). Аналогичную ситуацию мы видим и ниже впадения в Лену правых притоков (Мэнкэрэ и Джарджан), но распространяется здесь влияние взвеси с относительно низкими (9.01–9.17) значениями $(La/Yb)_N$ на не слишком большое расстояние. В целом от дельты Лены до Чары величина $(La/Yb)_N$ отвечает ее значениям, свойственным пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей крупных рек/рек категории 1. Eu/Eu^* во взвеси Лены практически на всем расстоянии от дельты до бассейна Чары имеет значения, характерные для пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей рек категории 1.

Следовательно, от дельты Лены и до, как минимум, бассейна Чары, т. е. на протяжении почти 2400 км (это ~55% от общей длины реки), параметры $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* остаются в рамках значений, свойственных пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1. Наиболее важными факторами этого, несомненно, являются громадная площадь водосбора и преобладание в его пределах, по крайней мере, в среднем и нижнем течении, осадочных образований. В верхнем течении Лены, где роль осадочных пород на водосборах заметно меньше, ситуация может быть иной, но, как показывает пример Чары, по всей видимости, и это не является критичным.

Янцзы и ее притоки. В верхнем течении Янцзы распространены мезозойские карбонатно-терригенные отложения, а в Тибетском нагорье – орто- и параметаморфиты и карбонатные породы. В среднем и нижнем – морские образования палеозоя, а также озерно-флювиальные четвертичные отложения, средние и кислые магматические породы и метаморфиты. Для исследования донных осадков Янцзы использована аналитическая информация по алевритово-пелитовым (<63 мкм) их фракциям [He et al., 2015] (рис. 3а).

Средняя величина $(La/Yb)_N$ для всей выборки алевритово-пелитовой фракции ($n = 20$) донных осадков Янцзы, рассчитанная по данным [He et al., 2015], равна 8.81 ± 1.20 , а среднее значение $Eu/Eu^* = 0.68 \pm 0.06$, что достаточно сопоставимо с указанными параметрами нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ в серых илах Волги. В то же время 5 из 20 фигуративных точек алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы расположено вне поля пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1 (рис. 3б). Средние точки состава взвеси Янцзы, по данным [Gaillardet et al., 1999], а также пелитовой фракции донных осадков приустьевой части реки [Вауон et al., 2015] находятся на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ в области перекрытия таковых полей рек категорий 1 и 2. Величина $(La/Yb)_{N_{\text{максимум}}}/(La/Yb)_{N_{\text{минимум}}}$ (пробы, отобранные соответственно на станциях 13 и 12, т. е. практически рядом!) для рассматриваемой выборки составляет 1.70, а значение $Eu/Eu^*_{\text{минимум}}/Eu/Eu^*_{\text{максимум}}$ (пробы, отобранные на станциях 7 и 19) равно 1.47. Таким образом, разброс значений и $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в алевритово-пелитовой фракции донных отложений Янцзы несколько выше, чем в серых илах Волги, а также взвеси Лены. При относительной сопоставимости (за исключением, быть может, участка между станциями 12 и 13) параметра $(La/Yb)_N$ в алевритово-пелитовой фракции, величина отрицательной Eu аномалии вверх от устья Янцзы вначале растет (т. е. ее абсолютная величина снижается), потом на весьма протяженном отрезке заметно варьирует, затем достигает минимума (ст. 7), после чего вновь испытывает колебания. В итоге проба, отобранная в верховьях Янцзы (ст. 1), обладает примерно таким же значением Eu/Eu^* (0.67), как и пробы станций 12, 17 и 18 (0.66, 0.68 и 0.68), располагавшихся в среднем и нижнем течении.

От устья Янцзы (ст. 20) и до ее верховьев (ст. 1) величина $(La/Yb)_N$ в алевритово-пелитовой фракции ее донных осадков остается в пределах значений, характерных для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей рек категории 1 (рис. 3в). Большинство притоков Янцзы обладают либо довольно близкими величинами данного параметра, либо транспортируемый ими

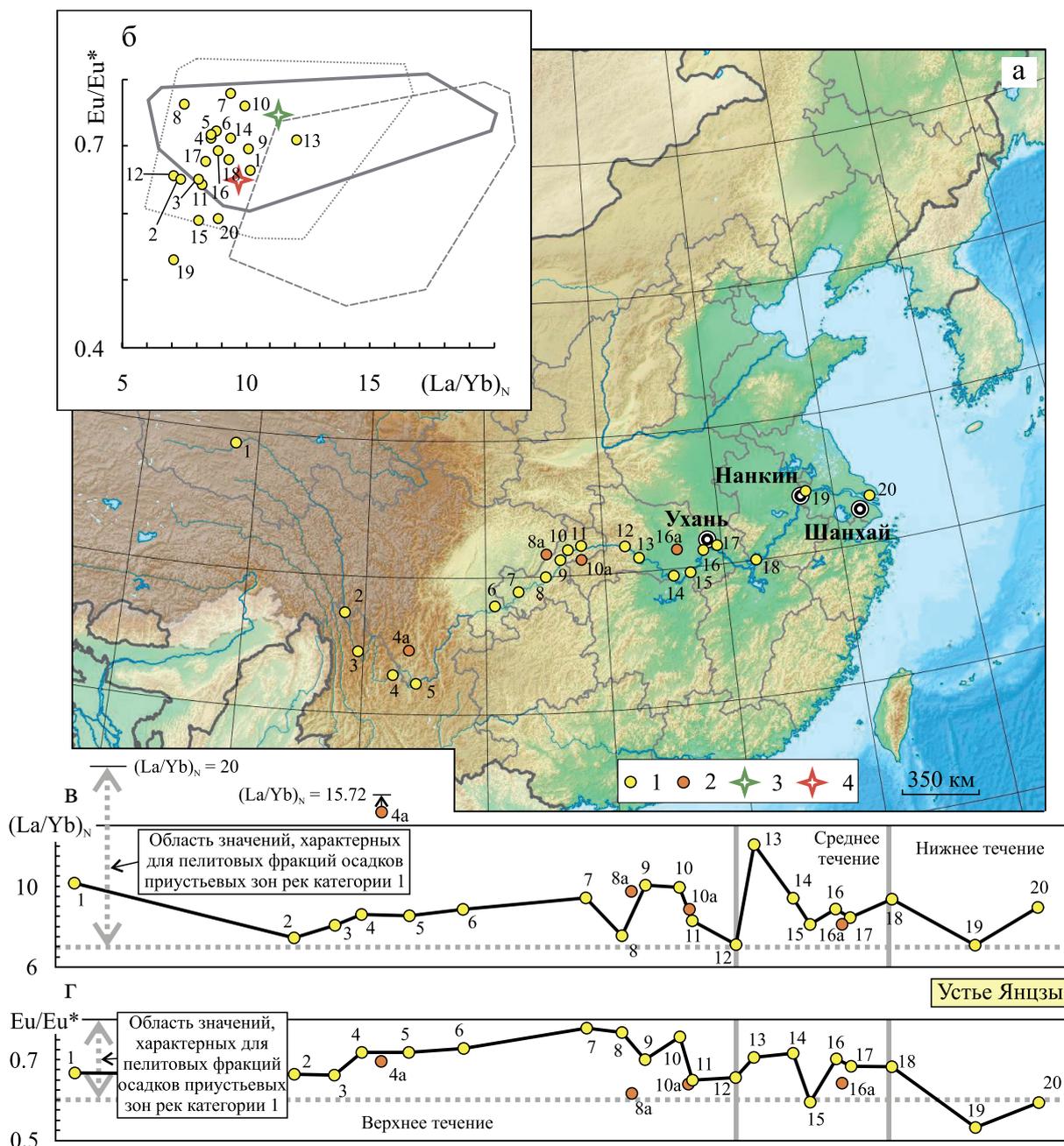


Рис. 3. Положение станций отбора проб алевритово-пелитовой фракции взеси Янцзы и ее притоков (а), локализация их точек на диаграмме $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* (б) и вариации $(La/Yb)_N$ (в) и Eu/Eu^* (г) в указанной фракции донных осадков Янцзы от устья до истоков.

(а): Географическая основа по <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=9638893>

Места отбора проб, по [He et al., 2015]: 1 – Туотуохе; 2 – Цзиньшацзян; 3 – Сигу; 4 – Паньчжихуа 1; 4а – низовья Ялунцзян; 5 – Паньчжихуа 2; 6 – Ибинь 1; 7 – Ибинь 2; 8 – Чунцин 1; 8а – низовья Цзялинцзян; 9 – Чунцин 2; 10 – Фулин 1; 10а – нижнее течение Уцзян; 11 – Фулин 2; 12 – Бадонг; 13 – Ичан; 14 – Юэян 1; 15 – Юэян 2; 16 – Ухань 1; 16а – низовья Ханганг; 17 – Ухань 2; 18 – Хукоу; 19 – Нанкин; 20 – остров Чансин.

1 – станции отбора и фигуративные точки проб алевритово-пелитовой фракции взеси собственно Янцзы; 2 – то же, проб алевритово-пелитовой фракции взеси притоков Янцзы; 3 – средний состав взеси Янцзы, по [Савенко, 2006]; 4 – состав пелитовой фракции донных осадков приустьевой части Янцзы, по [Bayou et al., 2015].

Остальные условные обозначения см. рис. 2

материал не оказывает какого-либо заметного влияния на донные отложения Янцзы (см. ситуацию с пробами, отобранными на станциях 4, 4а, 5 и 6) в силу существенно большего их объема. Значения Eu/Eu^* от ст. 1 до ст. 7 растут, а от ст. 8 и до устья – снижаются, но в целом, за исключением ст. 19, остаются в интервале величин рассматриваемого параметра, характерных для пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1 (рис. 3г). Алевритово-пелитовая фракция донных осадков притоков Янцзы с несколько иными Eu/Eu^* практически не влияет на значения Eu аномалии в такой же фракции основного потока.

Таким образом, сходство геохимических характеристик алевритово-пелитовой фракции донных осадков Янцзы и пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей современных рек категории 1 сохраняется практически на протяжении всего течения этой водной артерии, несмотря на то, что притоки Янцзы питаются продуктами эрозии довольно различающихся по составу геологических провинций.

Замбези и ее притоки. Замбези берет начало на северо-западе Замбии, пересекает докембрийский фундамент на востоке Анголы, течет через покрытое золотыми песками плато Калахари, минует область распространения базальтов Кару, размывает кристаллические породы докембрийского фундамента и осадочные образования мезо-кайнозоя. Геолого-геоморфологические особенности реки, в той или иной мере закрепленные сооружением на ней во второй половине XX в. плотин и появлением крупных озер, позволяет подразделить ее на несколько участков [Garzanti et al., 2022]: а) Самая Верхняя Замбези, от истоков до устья Квандо; б) Верхняя Замбези, включающая водопад Виктория, от устья Квандо до оз. Кариба; в) Средняя Замбези, между озерами Кариба и Кахора-Басса; г) Нижняя Замбези ниже оз. Кахора-Басса (рис. 4а). В илах Самой Верхней Замбези

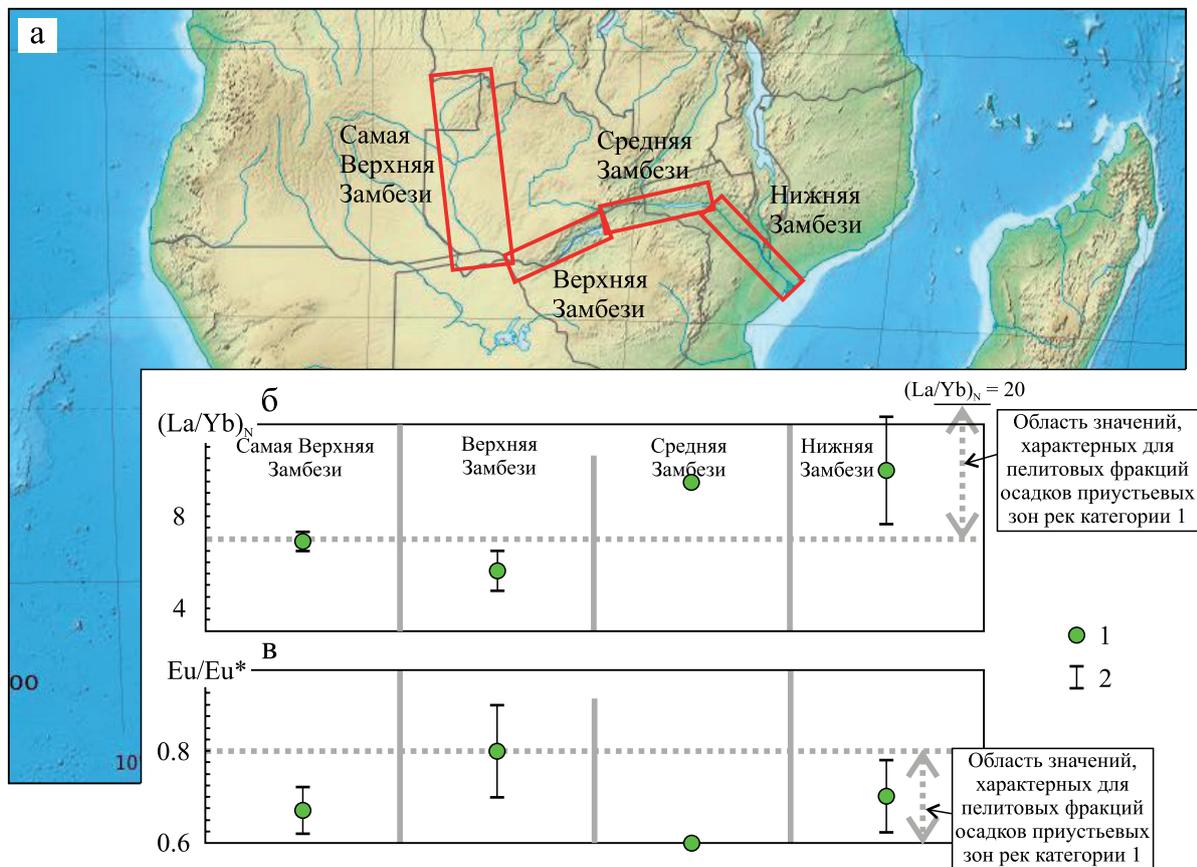


Рис. 4. Сегменты Замбези (а) и средние величины $(La/Yb)_N$ (б) и Eu/Eu^* (в) в их илах.

1 – среднее значение параметра; 2 – величина стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$)

смектит преобладает над каолинитом и слюдой/иллитом; это же характерно для илов Верхней и Средней Замбези. В илах Нижней Замбези каолинит, слюда/иллит и смектит встречаются примерно в равных количествах там, где река дренирует габбро-анортозиты; несколько выше дельты смектит преобладает над слюдой/иллитом, а каолинит имеет подчиненное содержание.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* фигуративные точки тонкой взвеси (<32 мкм) Самой Верхней $((La/Yb)_{N_{\text{среднее}}} = 6.97 \pm 0.34$; $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.67 \pm 0.05$), Средней $((La/Yb)_{N_{\text{среднее}}} = 9.53$; $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.60$) и Нижней Замбези $((La/Yb)_{N_{\text{среднее}}} = 10.05 \pm 2.31$; $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.70 \pm 0.08$) в основном тяготеют к полю составов пелитовой фракции донных осадков приустьевых частей рек категории 1. Точки состава тонкой алюмосиликокластики Верхней Замбези $((La/Yb)_{N_{\text{среднее}}} = 5.65 \pm 0.92$; $Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.80 \pm 0.10$), напротив, сосредоточены в поле пелитовых фракций донных осадков современных рек категории 4. Таким образом, если оперировать только данными для проб взвеси, отобранными в приустьевой части р. Замбези (в публикации [Bayon et al., 2015] использован именно такой подход), то их геохимические характеристики никак не отразят вариации состава комплексов пород водосборного бассейна, но покажут, что мы имеем дело с тонкой взвесью реки категории 1 (рис. 4б, в). Хотя и это может быть следствием того, что в строении водосбора Нижней Замбези велика доля осадочных пород.

Приведенные данные показывают, что величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , рассчитанные в публикации [Bayon et al., 2015], для пелитовых (<2 мкм) фракций специальным образом подготовленных донных осадков приустьевых частей таких современных крупных рек, как Волга и Янцзы, в существенной степени сохраняются как в их мелкоалевритовых и алевритово-глинистых серых илах, так и в алевритово-пелитовой (<63 мкм) фракции донных отложений. Сказанное справедливо и для Лены. Значения $(La/Yb)_N$ во взвеси Лены от дельты до впадения Чары отвечают величинам, свойственным пелитовым фракциям донных осадков приустьевых частей рек категории 1. Параметр Eu/Eu^* практически на всем указанном расстоянии также имеет значения, характерные для пелитовых фракций донных осадков приустьевых частей крупных рек. Следовательно, от дельты/устья названных рек рассматриваемые характеристики прослеживаются вверх по течению без заметных изменений почти до верховьев. Сказанное обусловлено как громадной площадью водосборов Волги, Лены и Янцзы, так и преобладанием в составе их осадочных пород. Несколько иначе распределены величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в илах Замбези, где влияние разнообразных по составу слагающих их комплексов пород областей водосбора выражено более отчетливо, несмотря на то, что общая площадь водосбора Замбези (~1.4 млн км²) сопоставима с водосбором Волги (~1.36 млн км²). Все сказанное следует, очевидно, иметь в виду при реконструкции категорий рек геологического прошлого, формировавших разнообразные осадочные последовательности.

Автор искренне признателен И.А. Немировской и В.П. Шевченко (ИО РАН, г. Москва), а также E. Garzanti (Universita' Di Milano-Bicocca, Италия) за возможность использования данных по илам Волги и Замбези.

Литература

- Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
- Законнов В.В. Илонакопление в системе водохранилищ волжского каскада // Тр. ИБВВ РАН. 2016. Вып. 75(78). С. 30–40.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Маслов А.В., Немировская И.А., Шевченко В.П. Серые илы Волжского каскада водохранилищ: основные черты геохимии // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 3. С. 211–230.
- Мигдисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В. и др. Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 790–803.
- Немировская И.А., Боев А.Г., Тутова А.М., Торгунова Н.И. Исследование р. Волги в рейсе научно-исследовательского судна “Академик Топчиев” // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 2. С. 221–224.
- Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Drake D.E. Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves // Marine sediment transport and environment management / Eds D.J. Stanley, D.J.P. Swift. New York: Wiley, 1976. P. 127–158.
- Gaillardet J., Dupre B., Allegre C.J. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 4037–4052.

- Garzanti E., Bayon G., Dinis P. et al.* The Segmented Zambezi Sedimentary System from Source to Sink: 2. Geochemistry, Clay Minerals, and Detrital Geochronology // *J. Geol.* 2022. V. 130. No. 3. P. 171–208.
- He M., Zheng H., Clift P.D. et al.* Geochemistry of fine-grained sediments in the Yangtze River and the implications for provenance and chemical weathering in East Asia // *Progress in Earth and Planet. Sci.* 2015. V. 2. No. 32. <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0061-6>
- Rachold V., Alabyan A., Hubberten H.-W. et al.* Sediment transport to the Laptev Sea-hydrology and geochemistry of the Lena River // *Polar Res.* 1996. V. 15. P. 183–196.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Viers J., Dupre B., Gaillardet J.* Chemical composition of suspended sediments in World Rivers: New insights from a new database // *Sci. Total Environ.* 2009. V. 407. P. 853–868.

БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОЛИТАХ НА ПОДНЯТИИ ЧЕРНЫШЕВА

Матвеев В.А.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: vamatveev@geo.komisc.ru

В отложениях венлока строматолитовые постройки широко развиты на территории Тимано-Североуральского региона [Матвеев, 2011; Матвеев, 2015; Безносова, Матвеев, 2024]. Венлокский этап строматолитообразования связан с регрессией морского бассейна и образованием обширных территорий мелководного шельфа в конце раннесилурийского времени. Строматолитовые постройки присутствуют в отложениях почти всех горизонтов силура, слагая разные по мощности слои и биогермы [Матвеев, 2015].

Во время полевых работ в 2023 году на поднятии Чернышева, автором был изучен разрез нижнего силура общей мощностью 47 м в бассейне р. Изьяю, который вскрывается на невысоком береговом склоне в виде скальных выходов. Венлокская толща сложена преимущественно переслаиванием известняков серых, светло-серых, тонкоплитчатых со следами илоедов, известняков строматолитовых, органогенно-обломочных, оолитовых, известняков с гравелито-песчаниками и известняков биокластовых с мелкими фрагментами брахиопод, гастропод, пелиципод и остракод. Строение разреза, характер состава и распределение органических остатков, а также сохранность, свидетельствуют о формировании его в условиях приливно-отливной зоны литорали. Возраст изученной толщи соответствует предположительно венлокскому отделу нижнего силура (по данным П. Мянника) [Шеболкин, Мянник, 2014].

С целью выявления биогенных структур впервые были изучены разнообразные по морфологии строматолитовые постройки (пластовые, куполовидные, караваевидные), которые слагают различные по мощности слои.

Изучение микроструктуры строматолитов в образцах проводилось в ЦКП “Геонаука”, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар на сканирующем электроном микроскопе (СЭМ) ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с энергодисперсионной приставкой TrueSight EDS 25 mm², с использованием программного обеспечения xT SEM (оператор В.А. Радаев). Опыление образцов осуществлялось углеродом. Для исключения поверхностного загрязнения перед исследованием образцы промывались последовательно в дистиллированной воде, затем в спирте и протравливались 10% соляной кислотой.

При электронно-микроскопическом исследовании строматолитовых построек из разреза на р. Изьяю были обнаружены остатки минерализованной биоты, которые подразделены на три типа – овалы, фоссилизированные бактериальные пленки и чехлы трубчатых нитевидных образований.

К первому типу отнесены овалы с неровной поверхностью, диаметром до 25 × 30 мкм (рис. 1а) и до 20 × 20 мкм (рис. 1б).

Ко второму типу относятся фоссилизированные бактериальные пленки толщиной до 1.5 мкм (рис. 1в). Подобные биопленки часто отмечают исследователи в ископаемых строматолитах разного генезиса и возраста [Бактериальная палеонтология..., 2002; Ископаемые бактерии..., 2011; Литвинова, 2015; Авдонин и др., 2019].

К третьему типу биогенных структур отнесены чехлы переплетенных трубчатых нитевидных образований с круглым сечением, диаметром до 3 мкм (рис. 1г). Все установленные биогенные образования заключены в породе и можно предположить, что их захоронение *in situ*.

Микрозондовый анализ показал, что по составу биогенные структуры отличаются от вмещающих их известняков по присутствию биофильных химических элементов К, Fe, S, Si, Al, Cl, Mg, P.

Впервые, подобный комплекс минерализованной микробиоты был установлен автором в строматолитах венлока в разрезе на ручье Безымянном (бассейн р. Падимейтивис) на поднятии Чернова [Матвеев, 2017].

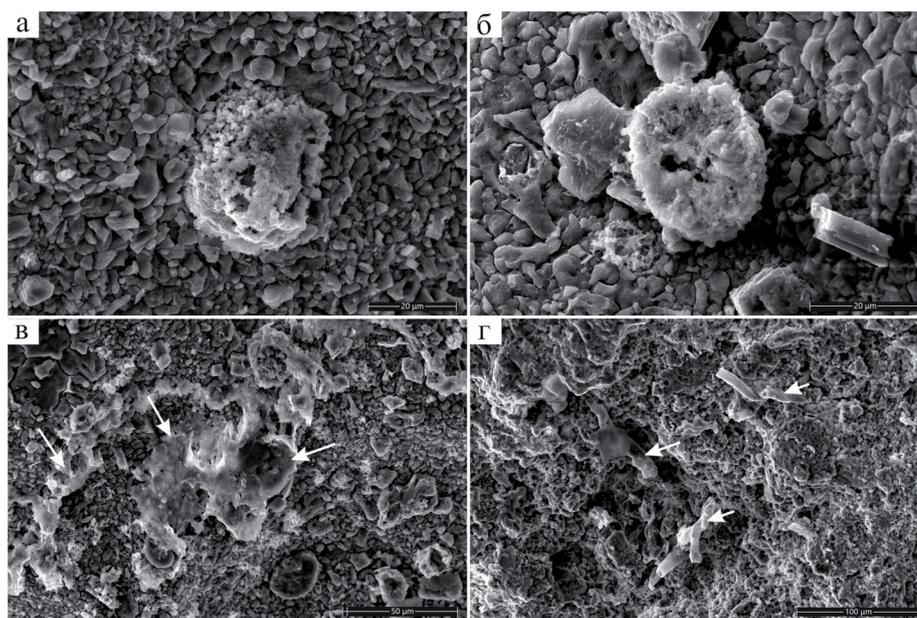


Рис. 1. Морфологические типы биогенных структур в строматолитах (режим вторичных электронов).

а, б – овалы формы с неровной поверхностью (№ обр. 479/47с); в – фосцилированные бактериальные пленки (показаны стрелками) (№ обр. 479/47с); г – чехлы трубчатых нитевидных образований (показаны стрелками) (№ обр. 479/10с-2)

Таким образом, электронно-микроскопическое изучение строматолитовых построек венлока в разрезе р. Изьяю показало, что в их образовании участвовали разнообразные строматолитообразующие микроорганизмы.

Биогенную природу изученных минерализованных остатков в строматолитах подтверждает их элементный состав.

По морфологии, изученные биогенные структуры обнаруживают сходство с ранее описанными формами в разрезе ручья Безымянный, которые возможно формировались в сходных условиях осадконакопления.

Автор приносит благодарность инженеру В.А. Радаеву за съемку на сканирующем электронном микроскопе. Исследования проведены в соответствии с государственным заданием ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (тема № 122040600008-5).

Литература

- Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. Бактериальная природа оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. М.: ГЕОС, 2019. 284 с.
- Бактериальная палеонтология / С.С. Абызов, М. Велш, Ф. Вестал и др. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Безносова Т.Н., Матвеев В.А. Стратотипический разрез войвывского горизонта венлока (западный склон Приполярного Урала) // Литосфера. 2024. Т. 24. № 1. С. 81–97.
- Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / Ред. А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская. М.: ПИН РАН, 2011. 172 с.
- Литвинова Т.В. Морфологические особенности ультрамикробразований в строматолитах и интерпретация их происхождения // Палеоботанический временник. Приложение к журналу "Lethaea rossica". 2015. Вып. 2. С. 178–182.
- Матвеев В.А. Строматолитовые постройки венлока поднятия Чернова: основные морфотипы, микроструктура // Вестн. ИГ Коми НЦ. 2011. № 11. С. 2–5.
- Матвеев В.А. Строматолиты и их породообразующее значение в силуре // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента / Мат-лы 24-ой науч. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2015. С. 113–117.
- Матвеев В.А. Ультрамикроструктуры венлокских строматолитов поднятия Чернова // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 2. С. 206–209.
- Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева. Л., 1975. 130 с.
- Шеболкин Д.Н., Мянник П. Венлокские отложения южной части гряды Чернышева (Тимано-Североуральский регион) // Литосфера. 2014. № 1. С. 33–40.

НИЖНЕПЕРМСКАЯ АЛЬГОФЛОРА В СКЕЛЕТНЫХ ХОЛМАХ РАЗРЕЗА “ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ” (р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Матвеева Н.А.¹, Иванова Р.М.²

¹Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
e-mail: nakaneva@geo.komisc.ru

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: ivanovarm@igg.uran.ru

Один из максимумов в развитии зеленых известковых водорослей в палеозое приходится на сакмарско-ассельский этап. Это время в раннепермской эволюции водорослей называют как *Globuliferoporella* – *Gyroporella* [Чувашов, Шуйский, 1988].

На Северном Урале представительный верхнекаменноугольно-нижнепермский разрез “Писанный камень” (обн. 28–29) вскрывает органогенную постройку. Обнажения располагаются на правом берегу р. Унья и представлены скальными выходами, протяженностью более 200 м, обрывающимися в воду или находящимися в лесу. Возраст отложений определен по фузулинидам и брахиоподам [Калашников, Михайлова, 1971]. Впервые А.И. Равикович [1956] предложил генетическую интерпретацию этих отложений как “подводного рифа”, вершина которого находилась на несколько метров ниже уровня моря. Позднее А.И. Антошкина [2003], основываясь на описаниях [Равикович, 1956], предположила, что постройка может относиться к типу скелетного холма. По характеру взаимоотношения биокластовых и гидрактиниодных известняков А.Н. Сандула [2005] выделил в толще четыре пачки, которые отражают стадийность образования постройки. Полное литологическое и палеоэкологическое описание разреза “Писанный камень” приведено в работах [Пономаренко, 2015; Ponomarenko, 2021]. Интервал развития самих построек относится к нижнеассельскому времени и интерпретируется как центральная часть скелетных холмов [Ponomarenko, 2021, рис. 5]. Постройки формировались в два этапа, во время которых экосистема развивалась в три фазы: стабилизации, колонизации и деструкции [Ponomarenko, 2021, рис. 6].

Долгое время в гидрактиниодных известняках в основном выходе (пачка 3 по [Сандула, 2005]) из-за сильной перекристаллизации не были распознаны “червячковые” образования. Однако, новый материал, собранный в 2009 г., позволил идентифицировать их как зеленые водоросли *Anchicodium* и *Eugonophyllum*, тем самым определив тип скелетного холма как филлоидно-водорослевый [Пономаренко, Иванова, 2010]. В литературе встречаются не многочисленные сведения о составе водорослей в разрезе “Писанный камень”. Так, в 1951 г. К.Б. Кордэ из этих отложений описала новый род сифоновых водорослей с типовым видом *Unjaella ovata* Korde. Наше изучение водорослевых остатков из ассельских отложений показало более разнообразный их состав.

В данной работе приводятся первые результаты изучения водорослей только из интервала развития скелетных холмов в разрезе “Писанный камень” (обн. 28), где мы придерживаемся классификации [Иванова, 2013] (рис. 1). Из семейства *Girvanellaceae* Luchinina, 1975 широко развиты цианобактерии *Tubiphytes*, редки *Girvanella* sp. и *Ellesmerella permica* (Pia). Типовой вид рода *Tubiphytes obscurus*, определенный В.П. Масловым позднее был разделен на два подвида: *Tubiphytes obscurus shamovella* Rauser-Chernousova, 1950 и *Tubiphytes obscurus obscurus* Maslov, 1956 [Chuvashov et al., 1993]. Встречены разнообразные представители зеленых водорослей трех семейств. Среди *Dasycladaceae* (Kutzing, 1843) Stizenberger, 1860 определены *Anthracoporella* sp., *A. uralica* Tchuvashev, *A. spectabilis* Pia, *Globuliferoporella* sp., *Gl. angulata* Tchuvashev, *Gl. symetrica* (Johnson), *Gl. ilimensis* Tchuvashev, *Atractyloopsis* sp. Среди семейства *Cyclocrinaeae* Maslov, 1956 встречены таксоны *Epimastopora pia* Bilgutay, *E. rolloensis* Ràcz, *E. flügeli* Kulik и *Pseudoepimastopora likana* (Koch. et Herak). Семейство *Anchicodiaceae* Shuysky, 1987 представлено следующими видами: *Eugonophyllum* sp., *E. konishii* Kulik, *E. johnsoni* Konishi et Wray, *Anchicodium* sp., *A. ex. Gr. Funile* Johnson, *A. cf. sindbadi* Elliott, *Neoanchicodium* sp., *N. catenoides* Endo, *N. pseudoarticulata* Kulik и *Ivanovia cf. tenuissima* Khvorova. Помимо этого, встречены единичные представители

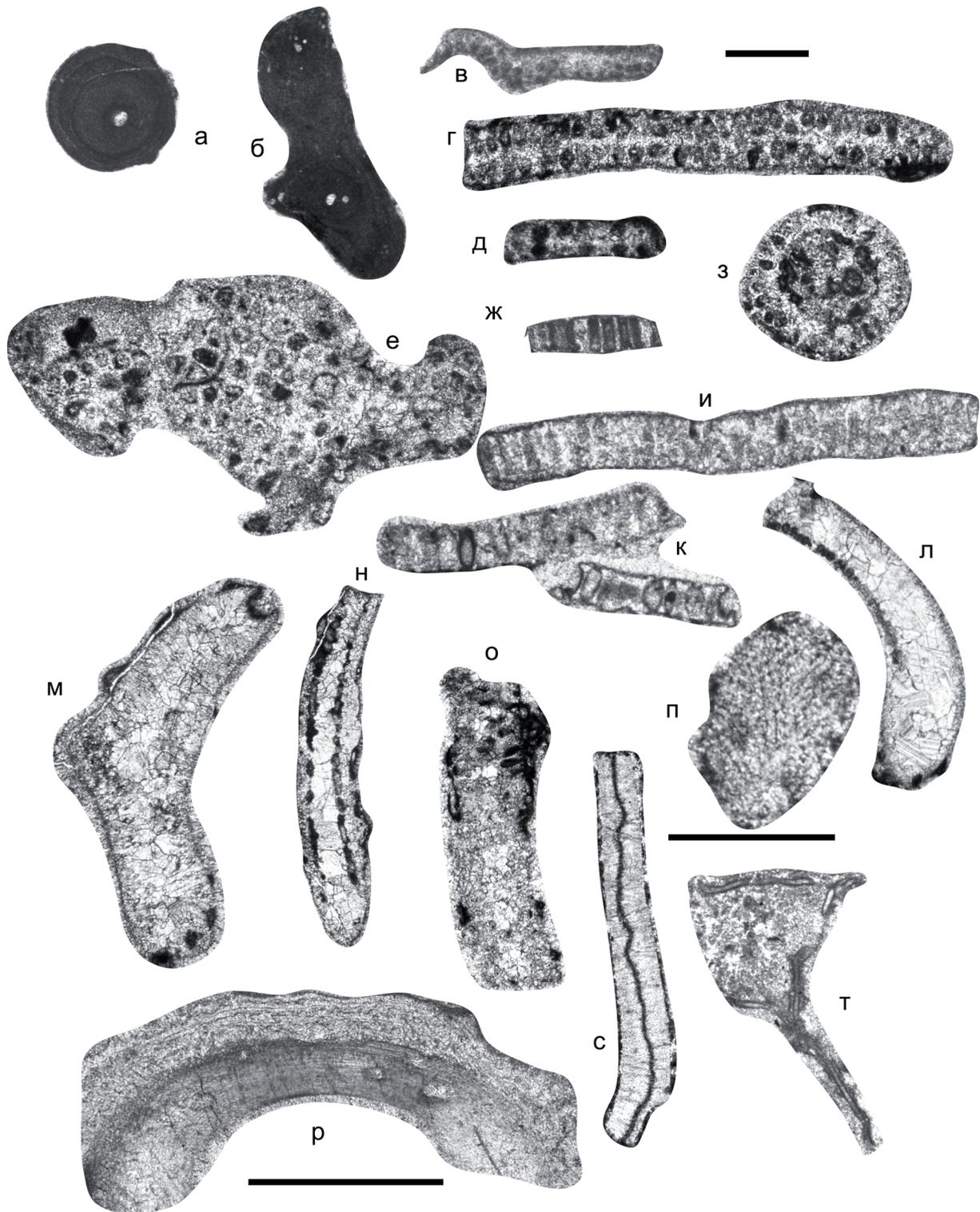


Рис. 1. Водоросли нижней перми из разреза “Писанный камень”.

Масштабная линейка 0.5 мм.

а – *Tubiphytes obscurus shamovella* Rauser-Chernousova, обр. 28/138; б – *Tubiphytes obscurus obscurus* Maslov, обр. 28/134; в – *Globuliferoporella ilimensis* Tchuvashov, обр. 28/127; г – *Globuliferoporella symetrica* (Johnson), обр. 28/142; д – *Globuliferoporella cf. angulata* Tchuvashov, обр. 28/85; е – *Atractiopsis* sp., тангенциальное сечение, обр. 28/137; ж – *Epimastopora* aff. *piae* Bilgutay, обр. 28/134; з – *Epimastopora cf. flügeli* Kullk, обр. 28/138А; и – *Epimastopora* aff. *rolloensis* Răcz, поперечное сечение, обр. 28/78; к – *Pseudoepimastopora likana* (Koch. et Herak), обр. 28/142; л – *Eugonophyllum ex.gr. johnsoni* Konishi et Wray, обр. 28/65; м – *Anchicodium* sp., обр. 28/69; н – *Neoanchicodium catenoides* Endo, обр. 28/71; о – *Ivanovia* cf. *tenuissima* Khvorova, обр. 28/137; п – *Suudukella mirabilis* Tchuvashov et Anfimov, обр. 28/72; р – *Pseudostacheoides* ? sp., обр. 28/144; с – *Nuia* Maslov, 1954, обр. 28/78; т – *Koivaella permensis* Chuvashov, обр. 28/115

красных водорослей *Suundukella mirabilis* Tchuvashov et Anfimov, *Pseudostacheoides* ? sp., а также проблематичные таксоны *Nuia* Maslov и *Koivaella permensis* Chuvashov.

Цианобактерии *Tubiphytes* распространены на всех трех этапах развития первой постройки (I–III интервалы). Здесь и далее нумерация интервалов по [Ponomarenko, 2021, рис. 6]. Представители зеленых водорослей появляются только со второй половины стадии колонизации первой постройки (II интервал) и среди них наиболее распространены представители родов *Globuliferoporella*, *Epimastopora*, *Pseudoepimastopora*, *Eugonophyllum* и *Anchicodium*. До середины стадии деструкции (III интервал) сохраняются только *Globuliferoporella*, *Eugonophyllum* и редкие *Anchicodium*. Во второй половине стадии деструкции уже отмечаются редкие остатки водорослей *Anthracoporella*, *Globuliferoporella*, *Epimastopora* и *Eugonophyllum*. Как видно, в формировании первой постройки участвовали зеленые водоросли всех трех семейств Dasycladaceae, Cyclocrinaeae и Anchicodiaceae. Развитие второго скелетного холма начинается со стадии колонизации (IV интервал). В начале этого интервала развивались только цианобактерии *Tubiphytes*, зеленые *Eugonophyllum* и *Anchicodium*. Выше по разрезу появляются редкие *Anthracoporella*, *Globuliferoporella*, *Epimastopora*, *Pseudoepimastopora*, *Neoanchicodium*. К концу постройки остаются только филлоидные водоросли *Eugonophyllum*, *Anchicodium* и *Neoanchicodium*. В составе породообразователей второго скелетного холма преобладали только зеленые водоросли семейства Anchicodiaceae.

По составу водорослей рассматриваемый разрез близок с пермскими шиханами Куштау [Иванова, Кулагина, 2023] и Шахтау [Кулик, 1978], но не такой разнообразный. Следует добавить, что постройки на р. Унья отвечают фузулинидовой зоне *Schwagerina vulgaris* нижней части холодноложского горизонта нижнего асселя [Ponomarenko, 2021]. В то время как возраст башкирских шиханов начинается с верхней части холодноложского горизонта среднего асселя [Кулик, 1978; Иванова, Кулагина, 2023].

Как известно, водоросли являются хорошими индикаторами обстановок осадконакопления, так как находятся в зависимости от экологических условий места обитания. Большинство водорослей жило при нормальной солености, хотя дазикладациевые и филлоидные приспособлялись и к повышенной солености [Чувашов, 1967; Mamet et al., 1979]. Ископаемые зеленые сифоновые водоросли встречаются только в осадках мелководных шельфовых бассейнов приэкваториальной зоны [Чувашов и др., 1987]. Современные сифоновые водоросли теплолюбивые и живут в субтропиках и тропиках на мелководье с максимальной глубиной 45–65 м [Маслов, 1963]. Развитие зеленых водорослей в начале ассельского времени на данной территории может быть показателем мелководных, хорошо освещенных участков морского дна с нормальной соленостью и спокойным гидродинамическим режимом.

Таким образом, таксономическое разнообразие выявленных водорослей умеренное. Среди них определено 2 рода цианобактерий, 10 – зеленых водорослей, 2 – красных и 2 – неясного систематического положения. Наибольшее видовое разнообразие отмечается у зеленых дазикладовых рода *Globuliferoporella* и *Epimastopora*. Стоит отметить, что для первой органогенной постройки характерен смешанный состав зеленых водорослей, тогда как во второй постройке широко развиты только анхикодиевые водоросли. Возможно, дальнейшее более глубокое изучение водорослей в шлифах позволит расширить таксономический состав.

Авторы благодарят Е.С. Пономаренко за материал, предоставленный для изучения. Исследования проводились в рамках государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040 600013-9) и ИГГ УрО РАН, тема 123011800010-5.

Литература

- Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 303 с.
- Иванова Р.М. Известковые водоросли карбона Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 244 с.
- Иванова Р.М., Кулагина Е.И. Водоросли пермского шихана Куштау // Геол. вестник. 2023. № 2. С. 53–65. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2023-2-4>
- Калашиников Н.В., Михайлова З.П. К стратиграфии верхнего карбона р. Унья // Геология и Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971. С. 61–65. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 14).

- Кордэ К.Б.* Новые роды и виды известковых водорослей из каменноугольных отложений Северного Урала // Тр. МОИП, сер. геол. 1951. Т. I. С. 175–182.
- Маслов В.П.* Основы палеонтологии // Водоросли, мохообразные, псилофитовые, плауновидные, членистостебельные, папоротники. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 252–259.
- Пономаренко Е.С.* Верхнекаменноугольно-нижнепермские карбонатные отложения западного склона Северного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2015. 177 с.
- Пономаренко Е.С., Иванова Р.М.* Генезис “червячковых известняков” в нижнепермской органогенной постройке Писаный камень на р. Унья (Северный Урал) // Рифы и карбонатные псефитолиты / Мат-лы Всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 142–144.
- Равикович А.И.* К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печеры (р. Унья) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. XXXI (2). С. 36–59.
- Сандула А.Н.* Нижнепермский рифогенный массив “Писаный камень” (р. Унья, Северный Урал) // Геология рифов / Мат-лы Междунар. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145–147.
- Чувашиов Б.И.* Водоросли девона, карбона и нижней перми Среднего и Южного Урала, их экология и стратиграфическое значение // Ископаемые водоросли СССР. М.: Наука, 1967. С. 125–130.
- Чувашиов Б.И., Лучинина В.А., Шуйский В.П., Шайкин И.М., Берченко О.И., Ищенко А.А., Салтовская В.Д., Ширшова Д.И.* Ископаемые известковые водоросли. Новосибирск: Наука, 1987. 224 с. (Тр. института геологии и геофизики. Вып. 674).
- Чувашиов Б.И., Шуйский В.П.* Стратиграфические и фациальные комплексы известковых водорослей палеозоя Урала // Известковые водоросли и строматолиты (систематика, биостратиграфия, фациальный анализ. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–125.
- Chuvashov B.I., Shuysky V.P., Ivanova R.M.* Stratigraphical and facies complexes of the Paleozoic calcareous algae of the Urals // F. Barattolo, P. De Castro, M. Parente (eds) / Studies on fossil benthic algae. Boll Soc. Paleont. Ital. 1993. Spec. V. 1. P. 93–119.
- Mamet B., Nassichuk W., Roux A.* Late Paleozoic Algae and stratigraphy of the Canadian Arctic // Bull. Cent. Rech. Expior.-Prod. Elf-Aquitaine. Pau. 1979. V. 3. No. 2. P. 669–683.
- Ponomarenko E.S.* Palaeoecological features of Lower Asselian (Lower Permian) carbonate skeletal mounds in the Pisanyi Kamen' section (Un'ya River, Northern Urals) // Deposit. Rec. 2021. V. 7. P. 311–332. <https://doi.org/10.1002/dep2.141>

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕ-КАЛАРСКОЙ ВПАДИНЫ: МИНЕРАЛОГИЯ, ТРЕНДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

Меренкова С.И.¹, Кузьмина Т.Г.², Карпова Е.В.³,
Габдуллин Р.Р.^{2,3}, Водовозов В.Ю.^{3,4}

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: koshelevasof@mail.ru

²Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: kuzminatg@inbox.ru

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mails: karpoff_2002@mail.ru, gabdullin@fgp.msu.ru

⁴Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: vodo7474@yandex.ru

Изучение выветривания, его типа, характера и динамики, является одним из ключевых инструментов для понимания климатических условий в геологическом прошлом. Химическое выветривание оказывает сильное влияние на углеродный цикл, улавливая атмосферный углерод в виде растворенных продуктов изменения силикатов, переносимых водными потоками в океан. Первичная продукция “запускается” питательными веществами (C, Si, P, N, Ca), которые образуются в результате континентального выветривания [Lécuyer, 2016].

До настоящего времени исследователи совершенствуют способы оценки воздействия на породы выветривания, а также влияния последующего преобразования и вариаций состава пород источника сноса, искажающих палеоклиматические реконструкции. После широкого внедрения в научную практику индикатора (прокси) CIA [Nesbitt, Young, 1982, 1984, 1989], возникла необходимость коррекции этого показателя ввиду влияния на него состава материнских пород (например, [Lo et al., 2017]), эффекта сортировки, диагенеза и метасоматоза [Fedo et al., 1995; Guo et al., 2018]. Также ограничением CIA является то, что он не учитывает роль мафических (оливин, пироксен, амфибол, биотит) и вторичных глинистых минералов (например, смектиты, вермикулит, хлорит) в общем составе формируемых терригенных осадочных пород [Fedo, Babechuk, 2023].

Логичным следующим шагом стал перевод трендов выветривания в двумерное пространство путем построения тройных диаграмм. Такой тип диаграмм расширил возможности количественного сравнения данных по терригенным породам разного происхождения, а также позволил сравнивать эмпирические химические тренды с прогнозируемыми векторами выветривания. С помощью проекции в системе $Al_2O_3-CaO^* + Na_2O-K_2O$ (A-CN-K) по разнице между составом отложений и прогнозируемым трендом выветривания стало возможно выполнить поправку CIA [Fedo et al., 1995]. Диаграмма A-CN-K в первую очередь фокусируется на эффектах химического выветривания кислых плутонических пород (и производных отложений), которые доминируют в континентальной коре.

Тетраэдрическое трехмерное пространство может лучше выявлять влияние факторов состава, выветривания, сортировки и постседиментационных изменений посредством специфических трендов, которые упрощены и линейны в двумерном пространстве тройных диаграмм. Разработано три варианта таких трехмерных диаграмм [Babechuk, Fedo, 2023; Fedo, Babechuk, 2023]: 1) A-CN-K-FM – преимущественно для докембрийских пород, формировавшихся в условиях крайне низкого химического выветривания (отсутствие окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} , истощение и (или) перераспределение Fe с помощью Mg, а также учитывает эффект от диагенеза/метасоматоза); 2) AF-CN-K-M для изучения тенденций окислительного выветривания; 3) A-CNKM-F-S (A-L-F-S) для изучения последовательного перехода от слабого, начального к экстремальному химическому выветриванию, с потерей Si и Al (например, при латеритизации).

Другой важный аспект как CIA, так и вышеописанных тетраэдров – влияние наличия кальцита, апатита, биогенного кремнезема и диагенетического кремневого цемента в породе. При расчете/построении вышеуказанных прокси необходим некарбонатный CaO^* , который нередко можно оценить только косвенно в богатых карбонатами терригенных породах. Статистическое сравнение

$\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ и CIA показало, что $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ может более точно отражать тенденцию выветривания, так как позволяет избежать неопределенностей, связанных с поправкой на CaO^* из фосфатной и карбонатной фаз [von Eynatten et al., 2003].

Недавно был предложен [Cho, Ohta, 2022] другой вариант для решения проблемы аутигенных и биогенных примесей – индекс RW (robust weathering), который получен с использованием многомерных статистических методов на основе геохимической базы данных магматических пород и профилей их выветривания. RW не зависит от содержания SiO_2 , CaO и P_2O_5 . Визуально может быть представлен как в одномерном виде, так и двумерной тройной диаграммой.

Таким образом, индекс RW, тетраэдр A–CN–K–FM, индекс CIA, скорректированный в системе A–CN–K, а также одномерные $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ применены для пород венд-кембрийских пород силимкунской свиты, чтобы решить некоторые методические, палеогеографические и, частично, стратиграфические задачи. Вспомогательные данные по минеральному составу получены при помощи MINLITH [Розен и др., 2000; Rosen et al., 2004].

Изученные обнажения венд-кембрийских пород силимкунской свиты (V– C_1s) расположены на западном борту Верхне-Каларской впадины на юго-западе Алданского щита, в междуречье рек Чина (верхнее течение Калара) и Кемена. Силимкунская (ранее выделялась как пестроцветная C_1ps) свита согласно залегает на бараксанской свите (Vbr).

Исследуемые породы силимкунской свиты – песчаники мелко-тонкозернистые с примесью среднепесчаного материала и единичными зёрнами крупнопесчаной размерности. Состав мезомиктовый: кварц (70–75%), полевые шпаты (20–27%, представлены КПШ и плагиоклазами). Литокласты (до 5%). Преобладает поровый тонкокристаллический доломитовый цемент (от 7 до 20%); также фиксируются пленочный иллит-гематитовый цемент (до 7%) и регенерационный кварцевый и полевошпатовый цементы (1–3%).

В соответствии с результатами изучения в шлифах и положением точек составов на классификационной диаграмме $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Петтиджон и др., 1976], песчаники силимкунской свиты относятся к аркозам и субаркозам. ТМ находится в пределах 0.035–0.1 (в среднем 0.07), ЖМ – от 0.26 до 0.55 (в среднем 0.41). Корреляция между ТМ и ЖМ отсутствует ($r = 0.11$). При этом наблюдается сильная отрицательная корреляция ($r = -0.9$) между НКМ и ГМ. Для песчаников силимкунской свиты ГМ составляет от 0.08 до 0.3 (в среднем 0.19), НКМ в пределах 0.42–0.85 (в среднем 0.61). Практически отсутствует корреляция между ГМ и ТМ ($r = 0.18$) – негативная корреляция между этими величинами говорит о наличии “природного шлихования” при переотложении [Юдович, Кетрис, 2000]. Таким образом, изучаемые породы не претерпели значительного влияния рециклинга и формировались при преобладании физического выветривания (в аридном и/или холодном климате).

На примере венд-кембрийских пород силимкунской свиты Удокана были протестированы и рассмотрены аспекты применения недавно введенных петрогенетических диаграмм [Cho, Ohta, 2022; Fedo, Babechuk, 2023], а также давно используемых индексов и отношений (CIA, $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$). Установлено, что:

1. Песчаники силимкунской свиты являются преимущественно петрогенными (*first cycle*) и формировались в условиях преобладания физического выветривания, на что указывают как минералогические индикаторы, так и низкие значения индексов выветривания.

2. При использовании результатов нормативного расчета минерального состава имеет смысл вводить обобщения – например, КПШ, слоистые силикаты и т. д. Ошибка в количестве главных компонентов – кварца, ПШ – не превышает заявленных 5–15%. Фактически же составляет не более 10%, если вычленив из нормативных 100% обломочную часть и пересчитать. Завышено содержание ортоклаза, что связано с отсутствием возможности разделить ортоклаз и микроклин. Поэтому расчетные значения ортоклаза в данном случае скорее суммарное содержание КПШ. Представляется несколько завышенным количество иллита. Это связано, по-видимому, с попаданием в его расчетное количество мусковита. Необходимо отметить, что в формулу иллита в MINLITH включены железо и магний, в результате чего молекулярная масса минерала значительно увеличивается, а в итоговый расчет попадают также слюды (биотит, мусковит). Иллит и мусковит – слоистые силикаты, причем иллит часто является продуктом гидролиза мусковита. Поэтому в данном случае количественные

значения по содержанию иллита правильнее будет назвать количеством слоистых силикатов. Проблемой является то, что иллит находится в составе цемента, а мусковит – в обломочной части, и объединение их в общую величину не является информативным.

3. Требуется контроль аутигенного минералообразования и вторичных изменений. Слоистые силикаты, которые, как правило, отвечают за рост индексов выветривания, могут не иметь отношения к процессам в области денудации (даже при неизменной питающей провинции).

4. Положение точек составов силимкунской свиты в тетраэдрическом трехмерном пространстве наиболее зависимо от постседиментационных изменений и – в меньшей степени – от факторов состава. В частности, рассмотрим такой распространенный процесс как доломитизация. При этом Mg-компонент используется во всех трех вариациях трехмерных пространств [Babechuk, Fedo, 2023; Fedo, Babechuk, 2023]. Данные диаграммы при изучении псаммитов следует применять с большой осторожностью.

5. Из всех использованных прокси, RW и $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ менее других подвержены влиянию изменения состава и аутигенного минералообразования. Но, по-видимому, остаются проблемы определяющих значений и сравнения данных для разновозрастных толщ. Особенно остро они стоят для пород докембрия-кембрия, формировавшихся в условиях нестабильного уровня кислорода и углекислого газа в атмосфере.

По результатам изучения минерального состава и его вариаций; приняв во внимание все вышеописанные нюансы использования климатических индексов и литохимических диаграмм; нами обозначены довольно очевидные, но от того не менее важные методические проблемы реконструкции климатических изменений в геологическом прошлом для обломочных пород венда-кембрия Удокана.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИО РАН FMWE-2024-0020. Аналитические работы выполнены при поддержке государственного задания ГЕОХИ РАН. Частичное финансирование за счет субсидий на выполнение государственных заданий ГИН РАН FMMG-2023-0007 и МГУ АААА-А16-116033010119-4.

Литература

- Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Babechuk M.G., Fedo C.M. Analysis of chemical weathering trends across three compositional dimensions: Applications to modern and ancient mafic-rock weathering profiles // Canad. J. Earth Sci. 2022. V. 60. No. 7. P. 839–864.
- Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // Chem. Geol. 2014. V. 363. P. 56–75.
- Cho T., Ohta T. A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2022. V. 608. 111288.
- Fedo C.M., Babechuk M.G. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks explored in three-dimensional $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}^* + \text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-FeO} + \text{MgO}$ (A-CN-K-FM) compositional space // Canad. J. Earth Sci. 2023. V. 60. P. 818–838.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 227. P. 48–63.
- Lo F.-L., Chen H.-F., Fang J.-N. Discussion of suitable chemical weathering proxies in sediments by comparing the dissolution rates of minerals in different rocks // J. Geol. 2017. V. 125. No. 1. P. 83–99.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geol. 1989. V. 97. P. 129–147.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1523–1534.
- Rosen O.M., Abbyasov A.A., Tipper J.C. MINLITH: An experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical composition of sedimentary rocks from bulk chemical analyse // Comput. Geosci. 2004. V. 30. P. 647–661.

КАРБОН ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА: ХАРАКТЕР ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РИФТОГЕННЫХ БАССЕЙНАХ

Мизенс Г.А., Дуб С.А.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mails: mizens@igg.uran.ru; sapurin@igg.uran.ru*

Закрытие Уральского океана и формирование горной системы приходится на поздний палеозой. Процессы, происходившие в то время, трактуются далеко не однозначно, даже иногда противоречиво. В связи с этим большое значение имеет реконструкция хронологии тектонических событий по результатам изучения осадочных, магматических и метаморфических образований. Предполагается, что в раннем и среднем карбоне – на аккреционно-коллизивной стадии развития Урала – происходило формирование рифтогенных бассейнов [Пучков, 2000; Петров, 2010; Мизенс, 2012]. Накапливавшиеся в них осадочные и вулканогенно-осадочные толщи обнажаются в пределах современного восточного склона Южного и Среднего Урала. Нами [Мизенс, Дуб, 2024] проведен анализ пространственных и временных взаимоотношений ниже-среднекаменноугольных терригенных, карбонатных и вулканических комплексов Южного и Среднего Урала, с целью уточнения особенностей развития данных бассейнов.

К рифтогенным бассейнам раннего карбона отнесены Магнитогорско-Богдановский грабен в южноуральской (Магнитогорской) части Тагило-Магнитогорской мегазоны и Алапаевско-Каменский рифт на Среднем Урале (Восточно-Уральская мегазона). Более мелкие рифтогенные бассейны среднего карбона в основном приурочены к территориям раннекаменноугольных бассейнов.

Для раннекаменноугольных бассейнов были характерны относительно мелководные обстановки осадконакопления (от мелководно-морских до континентальных), обусловленные интенсивным (компенсационным) заполнением впадин осадочным материалом. При этом значительную роль, особенно на Южном Урале, играли вулканические процессы – излияния стратовулканов и формирование лавовых потоков трещинного типа. В центральных и южных районах Магнитогорско-Богдановского грабена в течение позднего турне накопилось до 1000–2500 м вулканитов, а в раннем визе – до 5000 м (березовская и греховская свиты) [Салихов, Яркова, 1992; Салихов и др., 2019; Kosarev et al., 2021]. Встречаются и терригенные отложения с примесью пирокластики (до туфопесчаников и туфоалевролитов), выделяемые в верхнетурнейскую ильясскую свиту, подстилающуюся грубообломочной михайловской свитой [Мосейчук и др., 2000].

На Среднем Урале (Алапаевско-Каменский рифт) вулканическая активность была заметно меньше. Менее активным было и тектоническое погружение. Общая мощность отложений бекленищевской свиты (турне и нижнее визе) достигает 2200 м [Дианова, 1975; Коротеев и др., 1986]. Мощности турнейско-нижневизейской угленосной полдневской серии, приуроченной к восточному крылу рифта, составляют 700–1200 м [Пронин, 1960; Стратиграфические..., 1993]. Вопрос о западном крыле данного рифта остается нерешенным.

В позднем визе процесс рифтогенеза затих – вулканические и терригенные породы сменяются известняками кизильской (на Южном Урале) и исетской (Средний Урал) свит. В качестве переходной к последней (осадочной последовательностью смешанного типа) выделяется смолинская свита [Кучева, Степанова, 1999]. На огромных территориях установился режим мелководной карбонатной седиментации (карбонатных платформ), который сохранялся до конца раннего карбона (участками и до башкирского века включительно) [Постоялко и др., 1990; Коровко и др., 2000; Горожанина, 2015].

В среднем карбоне процесс рифтогенеза возобновился в пределах зон раннекаменноугольных рифтов: в Кизильской подзоне Магнитогорско-Богдановского грабена, а также в Махневско-Егоршинско-Каменской и Багарякско-Аргаяшской подзонах Алапаевско-Теченской зоны. Но бассейны были уже другими – более мелкими по размерам и, чаще всего, глубоководными, в то же время вулканические породы в их составе встречаются редко или полностью отсутствуют.

Наличие большого количества крупногалечных и валунных конгломератов свидетельствует о достаточно крутых бортах впадин. Наиболее характерными отложениями для этих бассейнов (как на Южном, так и на Среднем Урале) были турбидиты и дебриты, слагающие флишевые комплексы, мощности которых (башкирский и московский ярусы) достигают 1500 м [Бежаев, 1978; Чувашов и др., 1984]. Тем не менее, существовали и относительно мелководные рифтогенные бассейны (особенно в московском веке) также с большими мощностями выполняющих их отложений: так, общая мощность карабольской и усмановской свит на рр. Багаряк и Синара превышает 1000 м.

Удлиненная форма бассейнов, большие мощности осадочных толщ, фаціальная изменчивость по латерали, обилие грубообломочных пород, состоящих в значительной степени из обломков непосредственно подстилающих отложений, позволяют предполагать, что ранне- и среднекаменноугольные рифты имели сдвиговую природу. Соответственно, бассейны седиментации, скорее всего, относятся к типу пулл-апарт (pull-apart). О существенной роли сдвиговых перемещений при формировании складчатого пояса свидетельствуют и палеомагнитные данные [Свяжина и др., 2008; Мизенс, Свяжина, 2010].

Предполагается [Пучков, 2000; Петров, Маслов, 2023], что активизация рифтогенеза в раннем карбоне обусловлена субдуцированием океанической литосферы под новообразованную аккреционную окраину Восточно-Европейской платформы (в составе Лавруссии). Соответственно, данную тектоническую обстановку можно рассматривать как тыловую часть активной континентальной окраины, для которой характерны условия растяжения. Установлено, что в целом нижнекаменноугольным вулканическим комплексам восточного склона Урала свойственны признаки как внутриплитных, так и надсубдукционных образований [Тевелев и др., 2005; Смирнов, Коровко, 2007; Волчек, 2008; Pravikova et al., 2023].

Формирование рифтов в среднем карбоне, скорее всего, связано с началом жесткой косо́й коллизии Лавруссии и Казахстанского континента. Таким образом, палеогеографическая обстановка (распределение и характер бассейнов осадконакопления) в карбоне на восточном склоне Южного и Среднего Урала в значительной степени определялась процессами, протекавшими на аккреционно-коллизивной стадии геодинамического цикла.

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

Литература

- Бежаев М.М. Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: Среднеуральское книжное изд-во, 1978. 207 с.
- Волчек Е.Н. Структурное положение и геохимические особенности вулканитов среднего течения р. Исеть (восточная периферия Среднего Урала) // Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 155. 2008. С. 102–108.
- Горожанина Е.Н. Тектоно-седиментационная модель эволюции осадконакопления в Центрально-Магнитогорской зоне на Южном Урале // Геологический сборник № 12. СПб.: Свое издательство, 2015. С. 79–92.
- Дианова Т.В. О некоторых фациях раннекаменноугольных вулканитов Восточной зоны. Палеовулканизм Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 99–107.
- Коровко А.В., Двоеглазов Д.А., Кузовков Г.Н., Смирнов В.Н., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н., Герасименко Б.Н., Глазырина Н.С., Сидорова М.Н., Ведерников В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (Изд. второе. Сер. Среднеуральская). Л. О-41-XXXII. Объяснит. записка / Ред. М.С. Рапопорт, В.В. Стефановский, К.П. Савельева. Верхняя Пышма, 2000. 274 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 205 с.
- Кучева Н.А., Степанова Т.И. Стратиграфия каменноугольных отложений Смолинского района // Уральский геол. журнал. 1999. № 3(9). С. 13–46.
- Мизенс Г.А., Дуб С.А. Рифтогенные бассейны на аккреционно-коллизивной стадии развития складчатого пояса: карбон восточного склона Южного и Среднего Урала // Литосфера. 2024. В печати.
- Мизенс Г.А., Свяжина И.А. Некоторые особенности палеотектоники территории Урала в позднем палеозое по палеомагнитным данным // Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. 2010. С. 72–74.
- Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листов N-40-XXIV, XXX (новая серия). Магнитогорская площадь. Кн. 1. Челябинск, ТГФ, 2000.

- Петров Г.А.* Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерагении // Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. 2010. С. 79–82.
- Петров Г.А., Маслов А.В.* Сосьвинско-Лозьвинский грабен – девонско-каменноугольная структура растяжения в тылу активной континентальной окраины на восточном склоне Северного Урала // Докл. АН. 2023. Т. 511. № 1. С. 12–18.
- Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., Черепанова Н.А., Степанова Т.И.* Верхневизейские отложения на р. Исеть (разрез “Брод-Ключики”) // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 117–148.
- Пронин А.А.* Карбон восточного склона Среднего Урала. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 232 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А.* Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22–34.
- Смирнов В.Н., Коровко А.В.* Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Мат-лы Междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, 1993. 152 с.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. (Труды Геол. института, вып. 561. С. 213–247).
- Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала (стратиграфия и геологическая история). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
- Kosarev A.M., Vladimirov A.G., Khanchuk A.I., Salikhov D.N., Kholodnov V.B., Osipova T.A., Kallistov G.A., Seravkin I.B., Rakhimov I.R., Shafigullina G.T.* Devonian-Carboniferous Magmatism and Metallogeny in the South Ural Accretionary-Collisional System // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. V. 12. No. 2. P. 365–391.
- Pravikova N.V., Tikhomirov P.L., Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Surin T.N.* Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time // Minerals. 2023. No. 13. P. 258.

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ И КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ: ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Мирнов Р.В., Митин А.А., Чанышева Л.Н.

ООО “РН-БашНИПИнефть” (ОГ ПАО “НК Роснефть”), г. Уфа, e-mail: MirnovRV@bnipti.rosneft.ru

Процесс превращения осадка в горную породу сопровождается его обезвоживанием и сокращением в объеме. Степень уменьшения объема зависит от литологического состава – в наибольшей степени подвержены уплотнению илистые осадки. Так, по данным Н.Б. Вассоевича [Апродов и др., 1954] содержание влаги в верхнем 10–15-сантиметровом слое осадков равно: в тонких илах 60–80%, в алевроитовых 30–60%, в песчаных 20–25%. В илах Каспийского моря влажность уменьшается от 75% у поверхности ила до 38% на глубине 45 см, т. е. происходит уменьшение объема воды почти в два раза.

Разница в степени уплотнения осадков различного состава играет важную роль в образовании ловушек для нефти и газа. Например, значительное число месторождений верхнего девона и карбона Волго-Уральской нефтегазоносной провинции приурочено к “структурам облекания” франско-фаменских рифов. Рифы, для которых характерна ранняя (“прижизненная”) литификация имеют жесткий каркас и слабо подвержены уплотнению, в отличие от окружающих их карбонатных илов [Anderson, 1996]. Структуры, образованные франско-фаменскими рифами проявлены даже в отложениях верхнего карбона, что говорит о постепенном дифференциальном уплотнении на протяжении длительного времени (в данном случае, более 60 млн лет).

Расчет уплотнения осадков важен при оценке палеоглубин бассейна седиментации [Ершов, 2016], а также при бассейновом моделировании. Уплотнение необходимо учитывать и в секвенсной стратиграфии, т. к. уменьшение в объеме подстилающих осадков создает дополнительное аккомодационное пространство.

В литературе описано множество попыток расчета изменения объема осадков при погружении, которые можно разделить на экспериментальные и теоретические [Buryakovskiy, 1991; Kochman, 2013]. Большинство авторов сходятся во мнении, что объем осадков при чисто механическом уплотнении (без учета растворения под давлением) может быть уменьшен в три раза и более.

Рассмотрим несколько объектов различных масштабов, которые использовались нами как эталонные для изучения процессов дифференциального уплотнения.

Наиболее крупные макро-объекты – одиночные рифовые массивы франско-нижефаменского возраста, окруженные кремнисто-карбонатными углеродистыми илами. Найдя в вышележащих отложениях пласт с выдержанной мощностью, что говорит о нивелировании рельефа на момент его накопления, можно судить о степени уплотнения. По проведенным расчетам уплотнение неоднородной слоистой толщи доманиково-нижефаменских кремнисто-карбонатных углеродистых осадков общей мощностью 85 м привело к ее сокращению в объеме в 2.15 раза. Глубина залегания отложений – 1700–1800 м.

Более детально изучить процессы дифференциального уплотнения можно на таких объектах как известняковые конкреции и деформированные раннедиагенетические трещины.

Крупные блюдцеобразные конкреции, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням, часто встречаются в депрессионных карбонатно-кремнистых франско-турнейских отложениях. Образованные в раннем диагенезе, они сохранили реликтовую радиоляритовую структуру и реликтовую горизонтальную слоистость. Их ранняя литификация обеспечила сохранность первичных структур и текстур, и, в свою очередь, позволила оценить степень уплотнения вмещающих отложений.

Для доманиковых отложений характерно наличие раннедиагенетических трещин, “сжатых в гармошку”. Механизм их образования требует дальнейшего изучения с применением современных лабораторных методов, однако в результате изучения их морфологии и характера взаимоотношения с вмещающими породами, несомненным видится их образование в раннем диагенезе и дальнейшая

пластическая деформация при уплотнении. В результате измерения ряда трещин определено, что уплотнение после их образования привело к сокращению объема породы в 4 раза и более.

Таким образом, процессы уплотнения имеют значительные масштабы и неравномерное развитие. Их недоучет при бассейновом моделировании, расчете палеоглубин, построении секвенс-стратиграфических моделей и т. д. приводят к большим погрешностям в расчетах. Избежать их можно путем применения коэффициентов уплотнения дифференцировано для пород с различной литологией.

Литература

- Апродов В.А., Бушинский Г.И., Вассоевич Н.Б., Геккер Р.Ф., Калинин М.К., Криштофович А.Н., Муратов В.Н., Порфирьев Г.С., Рухин Л.Б., Степанов Д.Л., Фролов Е.Ф., Фурсенко А.В., Чочиа Н.Г.* Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 1. Л.: Гостоптехиздат, 1954. 544 с.
- Ершов С.В.* Палеобатиметрия позднеюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и влияние на нее природных процессов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1548–1570.
- Anderson N.L.* A seismic analysis of differential compaction in the Frasnian Duhamel reef, south-central Alberta // Comput. Geosci. 1996. V. 22. No. 3. P. 345–354.
- Buryakovskiy L.A.* Mathematical simulation of sediment compaction // J. Petrol Sci. Eng. 1991. V. 5. No. 2. P. 151–161.
- Kochman A.* Experimental method for estimation of compaction in the Oxfordian bedded limestones of the southern Kraków-Częstochowa Upland, Southern Poland // Acta Geol. Polon. 2013. V. 63. No. 4. P. 681–696.

ТИПЫ ЦЕМЕНТОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНИКОВ ЯРАКТИНСКОГО ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА НЕПСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Михневский А.М.

Томский государственный университет, г. Томск, e-mail: mhnvsk@vk.com

На юге Непско-Ботуобинской антеклизы разрез непской свиты от подошвы к кровле представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, залегающими на породах фундамента и перекрывающимися породами тирской свиты [Бетхер, Вологодина, 2016; Мельников, 2017; Плюснин, Гёкче, 2020]. Исследовательский интерес продиктован потенциально высокими коллекторскими свойствами песчаников, залегающих в нижней части толщи (ярактинский продуктивный горизонт, далее по тексту ярактинский пласт). В процессе изучения проведено петрографическое описание шлифов, растровая электронная микроскопия (РЭМ), применены результаты определений фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) и рентгеноструктурного анализа (РСА) в образцах пород трех скважин Кийского ЛУ, находящегося в разработке ООО «ИНК». Проблематика вопроса сводится к низким показателям пористости и проницаемости ярактинского пласта. В данной работе рассмотрены процессы, влияющие на коллекторские свойства.

В табл. 1 приведены средние показатели параметров пористости и проницаемости, полученные в результате определения основных петрофизических параметров на экстрагированных стандартных образцах песчаников в трех рассмотренных скважинах.

Пустотное пространство песчаников ярактинского пласта по петрофизическим показателям в среднем составляет 7.0–9.9%. По результатам петрографического описания шлифов пористость составляет 1.6–6.9%. Большая часть пустот представлена первичными межзерновыми порами неправильной, угловатой формы, размером 0.10–0.20 мм с широкими вариациями до 2.00–3.00 мм (рис. 1а). Размерность и количество пор не выдержаны по площади шлифа, что обусловлено размерностью обломочного материала, развитием вторичных цементов. Поры при этом часто изолированы или слабо сообщаются. Меньшую часть (до 0.5%) занимают поры образованные за счет растворения полевых шпатов и глинистого материала (рис. 1б).

Цементная часть, заполняющая поровое пространство, составляет по шлифам в среднем по скважинам 11.9–18.1%, из которых первичный глинистый пленочный цемент занимает малые 2.0–6.0%. Более широко развит вторичный цемент, представленный доломитом (6.2–9.3%), регенерационным кварцем (0.5–1.4%), сульфатами (0.3–0.7%) и галитом (0.2–3.5% по шлифам, 1.9–5.8% по результатам РСА) (табл. 2).

Рассматривая этапы формирования вторичных цементов, на первое место выведены регенерационные кварц (0.5–1.5%) и полевой шпат (до 0.5%), слагающие каемки, корродированные более поздним поровым, пойкилитовым сульфатным и доломитовым цементом (рис. 2а, б).

Регенерационный цемент заполняет малую долю пустотного пространства, однако, повсеместно образует новые плотные межзерновые контакты, тем самым осложняя сообщаемость первичных пор (ухудшает проницаемость). Доломит и сульфаты активно корродируют терригенный

Таблица 1

Средние показатели параметров пористости и проницаемости в песчаниках ярактинского пласта непской свиты Кийского ЛУ

№ скв.	Средние показатели ФЕС		Пористость по шлифам, %	Доля цемента по шлифам, %	Класс коллекторов по А.А. Ханину [Баженова и др., 2000]
	Пористость, %	Проницаемость, 10^{-3} мкм ²			
26	7.5	3.1	1.6	15.3	V
31	9.9	2.3	6.9	11.9	V
33	7.0	36.2	4.5	18.1	IV–V

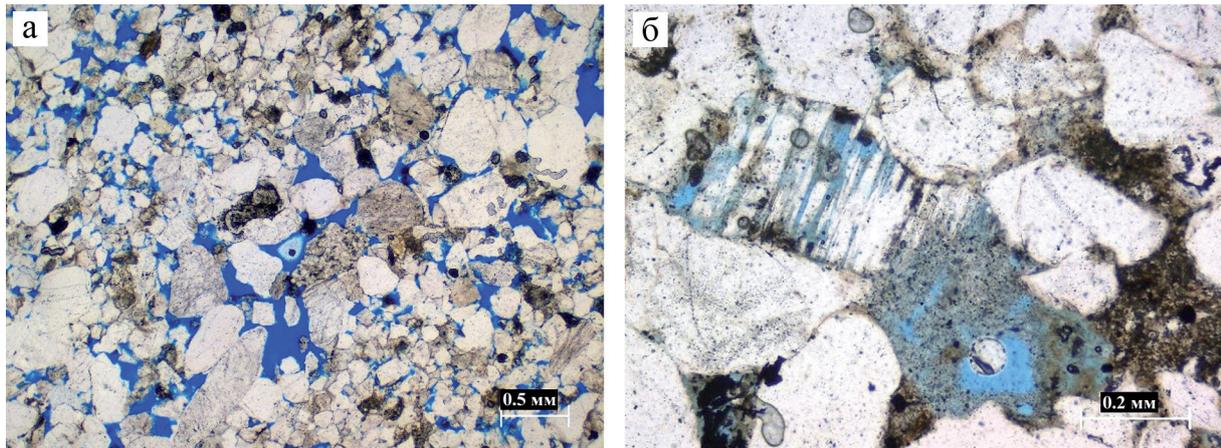


Рис. 1. Пустотное пространство в песчаниках ярактинского пласта непской свиты Кийского ЛУ.

а – поры открытые межзерновые. Никели параллельны, ширина поля зрения 4.52 м.

б – поры, образованные за счет растворения полевых шпатов и глинистого материала. Никели параллельны, ширина поля зрения 1.10 мм

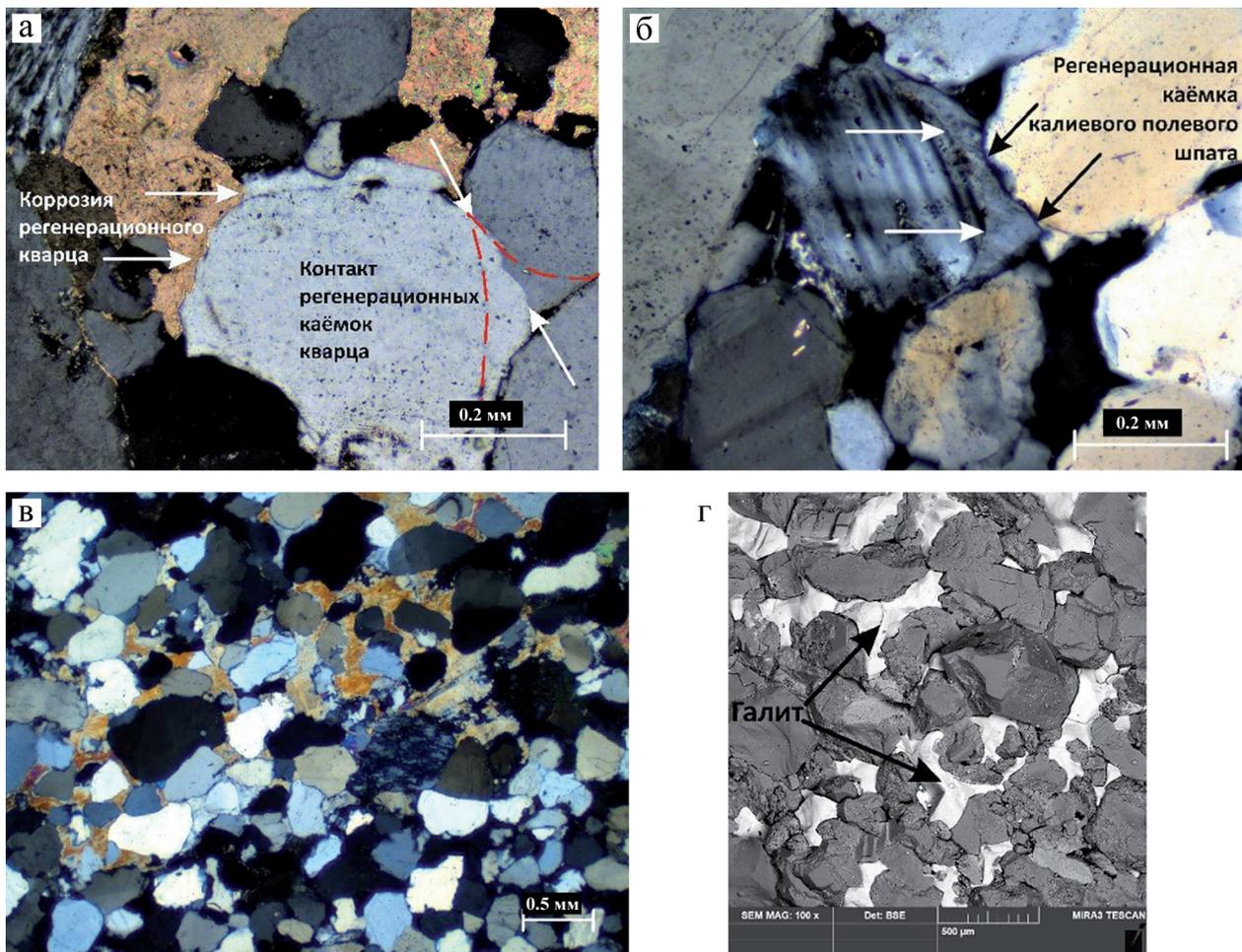


Рис. 2. Наложенные цементы в песчаниках ярактинского пласта непской свиты Кийского ЛУ.

а – коррозия доломитом и контакт регенерационных каёмок терригенного кварца. Фотография шлифа, никели скрещены, ширина поля зрения 1.10 мм.

б – регенерационная каёмка калиевого полевого шпата. Фотография шлифа, никели скрещены, ширина поля зрения 1.10 мм.

в – сульфатный поровый цемент. Фотография шлифа, никели скрещены, ширина поля зрения 4.52 мм.

г – галитовый поровый цемент. Фотография скола породы в растровом электронном микроскопе, ширина поля зрения 2.00 мм

Таблица 2

Средние содержания цемента в песчаниках ярактинского пласта непской свиты Кийского ЛУ

№ скв.	Доля цемента по шлифам, %	Состав цемента					
		Первичный	Вторичный				
		Глинистый материал	Доломит	Кварц	Сульфаты	Галит	Галит (по РСА)
26	15.3	6.0	6.2	0.5	0.7	0.2	1.9
31	11.9	2.0	6.6	1.4	0.3	0.5	2.2
33	18.1	2.3	9.3	1.5	0.6	3.5	5.8

материал, но развиты изолированными пятнами и составляют в сумме 6.9–9.9%, что слабо влияет на общую пористость пород (см. рис. 2а, в). Галит, составляющий в среднем до 5.8% породы, развит неравномерно как по разрезу, так и в пределах шлифа, концентрируясь преимущественно послойно, образуя поровый цемент (рис. 2г), также слабо влияющий на общую пористость, но, вероятно участками ухудшающий проницаемость.

Общая сумма цемента оказывает слабое влияние на поровое пространство, но их типы существенно уменьшают его сообщаемость, в виду своего повсеместного и неравномерного развития.

Литература

- Баженова О.К., Бурлин Б.А., Соколов В.Е., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: МГУ, 2000. 384 с.
- Бетхер О.В., Вологодина И.В. Осадочные горные породы. Систематика и классификации. Примеры описания. Томск: Томский ЦНТИ, 2016. 118 с.
- Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы: (стратиграфия, история развития). Новосибирск: СНИИГГИМС, 2017. 177 с.
- Плюснин А.В., Гёкче М.И. Состав и строение непской и тирской свиты приленско-непской структурно-фациальной зоны непско-ботуобинской антеклизы по результатам изучения kernового материала // Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка. 2020. Т. 63. № 1. 75–89.
- Решения Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 2012. 83 с.

ОТЛОЖЕНИЯ ДОМАНИКОВОГО ТИПА: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ФАКТОРЫ ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

**Морозов В.П., Хаюзкин А.С., Морозова Е.В., Королев Э.А.,
Кольчугин А.Н., Ескин А.А.**

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань,
e-mail: Vladimir.Morozov@kpfu.ru*

Согласно общепринятым схемам седиментогенеза в эпиконтинентальных морских бассейнах наблюдается следующая идеализированная латеральная последовательность отложений от береговой линии: гравий, песок, алевроит, глины, карбонаты, отложения доманикового типа. Последние, как считается многими, являются наиболее глубоководными.

Цель работы: на основании комплекса проведенных анализов отложений доманикового типа (минералогического, литологического и геохимического) предложить схему их седиментогенеза.

Отложения доманикового типа широко распространены в виде полосы меридионального простираения шириной до 1000 км к востоку от Урала. Считается, что такие отложения образуют конденсированные разрезы и имеют весьма невысокую скорость осадконакопления. Иногда такие образования называются микститамы, т. к. они образованы генетически различными компонентами.

Они весьма широко распространены в семикукском (доманиковом) горизонте среднего франа верхнего девона. Однако, начиная с мендымского горизонта, область их распространения сужается, и они вплоть до турнейского яруса распространены лишь в пределах Камско-Кинельской системе прогибов (ККСП).

Особенностями таких отложений, приуроченных к семикукскому горизонту является чередование в разрезе двух типов пород: карбонатно-кремнистых, обогащенных органическим веществом и карбонатных, органического вещества в которых довольно мало или оно отсутствует вовсе. Весьма часто в отложениях семикукского горизонта присутствуют карбонатные брекчии, сложенные обломками карбонатов, цементом для которых служит карбонатно-кремнистый материал, обогащенный органическим веществом.

Следует сказать, что помимо указанных литотипов к отложениям доманикового типа следует отнести и карбонатные по минеральному составу отложения, в которых отмечается довольно высокое содержание органического вещества. Они приурочены к мендымскому горизонту верхнего девона, т. е. имеют более молодой возраст.

Карбонатно-кремнистые по составу отложения с высоким содержанием органического вещества имеют распространение также и выше по разрезу вплоть до турнейского яруса. Однако они распространены лишь в пределах Камско-Кинельской системы прогибов и наиболее изучены авторами в отложениях Сарайлинского прогиба ККСП.

Наиболее важными с научной и практической точек зрения характеристиками отложений доманикового типа, на наш взгляд, следует считать:

- высокое содержание в них органического вещества, что позволяет их относить к нетрадиционным породам-коллекторам;
- чередование в разрезах черных по окраске карбонатно-кремнистых пород, обогащенных органическим веществом, со светлыми карбонатами, органическое вещество в которых практически отсутствует;
- весьма частое присутствие среди них карбонатных брекчий;
- еще одной важной особенностью рассматриваемых отложений является присутствие среди них довольно тонких прослоев пеплового материала.

Объяснению названных характеристик (особенностей) рассматриваемых отложений и посвящена настоящая работа.

Эпизодически высокое содержание в отложениях захороненного органического вещества сапропелиевой природы многими объясняется “вспышками” биопродуктивности в фотическом слое морского бассейна в связи со спорадическим поступлением в бассейн седиментации

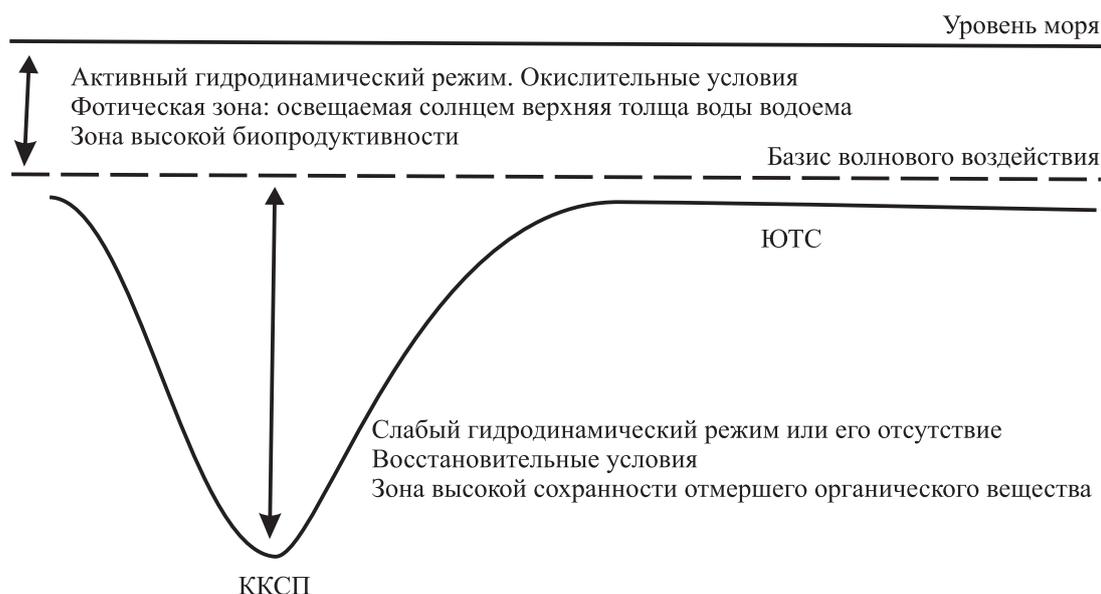


Рис. 1. Модель седиментации в условиях стратификации морского бассейна

биофильных химических элементов. Однако природа таких биофильных химических элементов, на наш взгляд, окончательно не выявлена. Существует несколько точек зрения на источник поступления биобильных химических элементов: апвеллинг [Страхов, 1960], вулканический пепел [Максимова, 1970], подводные гидротермы [Готтих, Писоцкий, 2017], привнос с континента в условиях заболоченной территории [Щепетова, 2011]. Все высказанные гипотезы часто не имеют прямых доказательств, их доказательства, на наш взгляд, косвенные и доказываются различными геохимическими коэффициентами.

Однако вторая гипотеза имеет прямые доказательства, так как слои, сложенные пепловым материалом, достаточно надежно обнаруживаются во многих регионах мира в нефтегазоматеринских породах. Обнаружены они и нами в отложениях доманикового типа. Диагностика пепловых слоев может осуществляться при ультрафиолетовом освещении таких толщ по эффекту люминесценции. Под действие ультрафиолетового облучения пепловые слои светятся в желто-оранжевых или близких цветах.

Согласно литературным данным и собственным исследованиям, нами принимается, что основным фактором высокой биопродуктивности фотического слоя морского бассейна служит привнос пеплового материала. Хотя исключать и другие вышесформулированные гипотезы было бы, пожалуй, неверным, так как они доказываются по некоторым геохимическим коэффициентам.

Нами принимается, что наличие высокого содержания органического вещества в отложениях доманикового типа обусловлено двумя основными факторами: высокой биопродуктивностью морской воды и высокой степенью сохранности вмещающего органического вещества, что определяется вертикальной стратификацией морского бассейна (рис. 1).

Литература

- Готтих Р.П., Писоцкий Б.И. Роль эндогенных флюидных систем в формировании нефтеносности доманиковых отложений Волго-Урала по результатам геолого-геофизических и геохимических исследований // Геология нефти и газа. 2017. С. 60–70.
- Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970. 101 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 575 с.
- Щепетова Е.В. Седиментология и геохимия углеродистых толщ верхней юры и нижнего мела Русской плиты / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2011. 24 с.

ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОДОЛИНЫ р. ШЕШМА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН

Муллагаев А.И., Сунгатуллин Р.Х.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань,
e-mail: almazmullakaev@gmail.com*

Основным объектом промышленной разработки природных битумов (ПБ) на территории Республики Татарстан является терригенный комплекс шешминского горизонта уфимского яруса приуральского (нижнего) отдела пермской системы. Вместителями ПБ служат песчаные тела-бугры, которые простираются с юго-востока на северо-запад вдоль долины р. Шешма – левого притока р. Кама. В тектоническом плане месторождения ПБ расположены на западном склоне Южно-Татарского свода и, преимущественно, залегают на глубинах 60–140 м. Неглубокое залегание ПБ способствует существенному воздействию на них позднекайнозойских (неоген-четвертичных) гипергенных процессов, которые оказывают значительное влияние на вмещающие и перекрывающие породы, а также на переформирование углеводородных залежей, которые, кроме битумов, содержат иногда газовые шапки.

Породами-коллекторами ПБ являются полимиктовые песчаники граувакковой группы с субграувакковыми и граувакковыми кристаллолитокластовыми разновидностями. В песчаниках преобладают кварц и полевые шпаты, в незначительном количестве встречаются альбит, кальцит, хлорит и пирит. Кроме минералов, в песчаниках присутствуют обломки метаморфических и магматических пород [Хасанов и др., 2017], что обусловлено поступлением в конце палеозойской эры материала с разрушавшихся Уральских гор. По нашему мнению, в уфимский век накопленные осадки подверглись эоловому переотложению с образованием положительных форм рельефа. В начале казанского века при трансгрессии морского бассейна на восточную окраину Русской плиты песчаные тела были перекрыты отложениями пачки “лингуловые глины” (мощностью 5–20 м), которые являются покрывками для залежей ПБ [Муллагаев, Хасанов, 2019].

Благодаря действию силы Кориолиса на постоянные водотоки, у крупных рек северного полушария всегда крутой правый берег и пологий террасированный левый берег. При этом на левобережье речной долины существует мощный (до сотен метров) неогеновый врез [Петрова, 2009]. Река Шешма, кроме современной, имеет неогеновую палеодолину (рис. 1). Последняя врезана на глубину до 100–150 м в пермские породы и существенно влияет на геодинамические характеристики коллекторов ПБ, затрагивая гидрогеологические и неотектонические параметры продуктивных залежей, а также состав углеводородных залежей. Как известно [Баженова и др., 2012], битумиды по степени гипергенного преобразования образуют следующий ряд (снизу вверх): традиционная (исходная) нефть – тяжелая (битуминозная) нефть – мальта – асфальт – оксикерит – гуминокерит. Согласно [Хисамов и др., 2009] углеводороды месторождений ПБ на левобережье р. Шешма характеризуются повышенным содержанием мальты и асфальта, тогда как углеводороды месторождений правобережья относятся к битуминозной нефти, что указывает на начальную стадию преобразования УВ и большую изолированность от гипергенных процессов.

Авторами для среднего течения р. Шешма проведен анализ 11 месторождений ПБ, которые расположены по обе стороны от русла (см. рис. 1). Установлено, что левобережные месторождения, расположенные между палеодолиной и современным руслом Шешмы, не содержат газовых шапок в своде залежей. И, наоборот, месторождения ПБ, расположенные на правобережье и удаленные от палеорусла и современного русла, соответственно, на 4–6 и 2–3 км, содержат газовые скопления. Поднятия с битумами и газом располагались в зоне активного водообмена, что и послужило причиной разрушения флюидоупоров и потери газовой компоненты. Кроме того, именно к битумным месторождениям в бассейне р. Шешма приурочены подземные гидрокарбонатные натриевые (содовые) воды с высоким содержанием органических веществ [Сунгатуллин, 2010]. Влияние битумов и газов на образование подобных вод фиксируется как в битумосодержащих стратонах, так и в перекрывающих (казанские, уржумские и плиоценовые) и подстилающих (сакмарские)

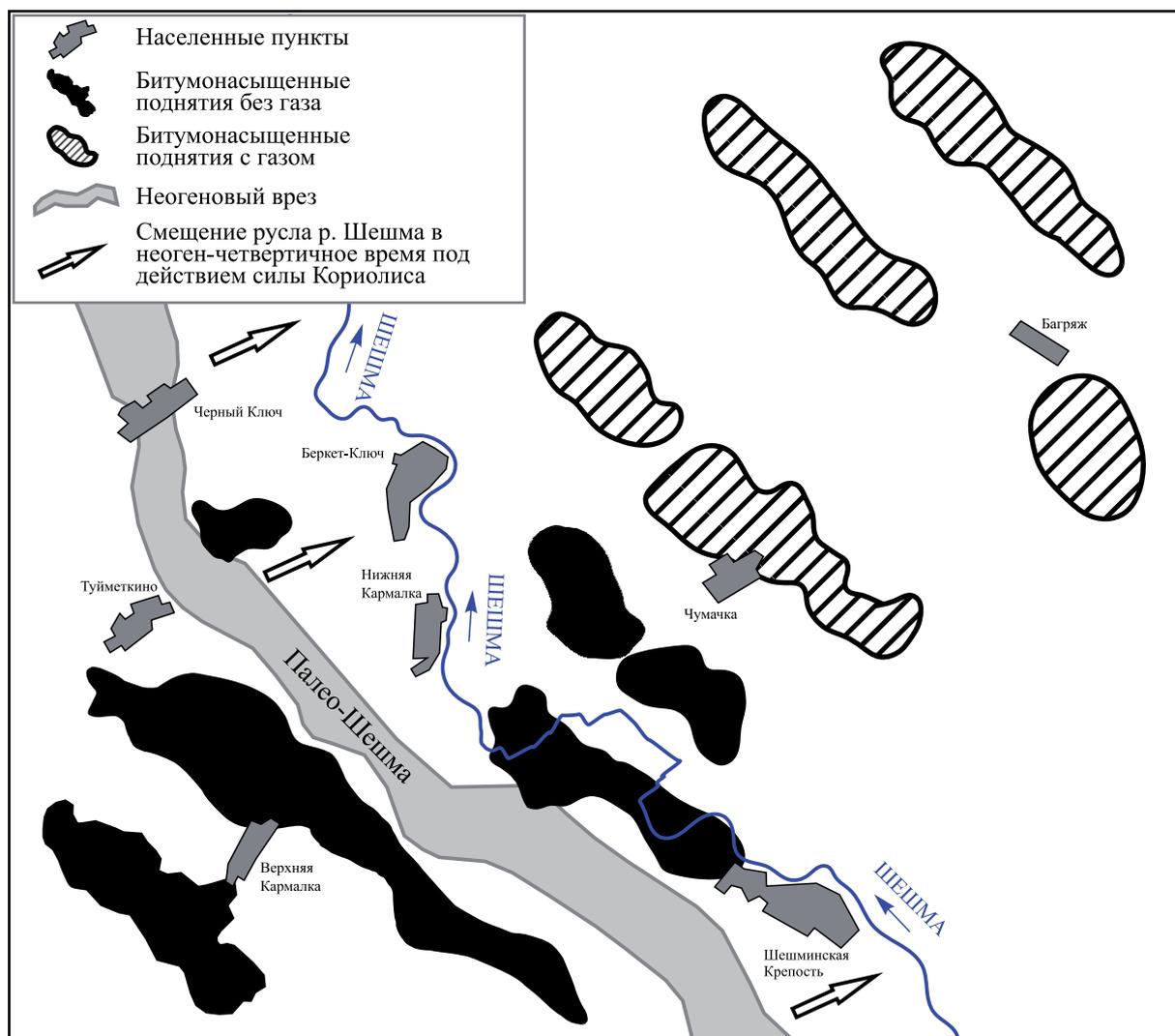


Рис. 1. Размещение битумных залежей в среднем течении р. Шешма

отложениях. Это позволяет говорить о наличии в бассейне р. Шешма крупной вертикальной гидрохимической аномалии, которая может быть связана с активным влиянием неоген-четвертичной гидросети на битумные залежи с формированием специфических подземных минеральных вод с повышенным содержанием биологически активных органических веществ.

Проведенные исследования показали, что наиболее нарушенная система “коллектор–покрышка” расположена на левобережье и вдоль современного русла р. Шешма, что является поисковым критерием для обнаружения битумных или битумно-газовых залежей. Наличие или отсутствие газовых шапок может указывать на выдержанность и мощность перекрывающих пород, а также изолированность пластовых систем от влияния гипергенных процессов. Полученные результаты рекомендуется использовать при эксплуатации уже разрабатываемых месторождений ПБ с применением парогравитационного метода, выбора новых объектов по добыче ПБ и минимизации экологических рисков (прорыв паро-битумной смеси в вышележащие водоносные горизонты, в поверхностные водотоки).

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по договору № 075-15-2022-299 в рамках программы развития Научного центра мирового уровня “Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты”.

Литература

- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е.* Геология и геохимия нефти и газа / 3-е изд., доп. и перераб. М.: МГУ, 2012. 432 с.
- Муллагаев А.И., Хасанов Р.Р.* Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия) // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2019. Т. 161, кн. 1. С. 128–140. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2019.1.128-140>
- Петрова Е.В.* Закономерности размещения неогеновых речных долин в пределах территории Республики Татарстан и их соотношение с современной речной сетью // Учен. Зап. Казан, ун-та. Сер. Естеств. наук. 2008. Т. 150, кн. 4. С. 43–50.
- Сунгатуллин Р.Х.* Минеральные питьевые воды Республики Татарстан // Учен. Зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2010. Т. 152, кн. 3. С. 223–237.
- Хасанов Р.Р., Муллагаев А.И., Дусманов Е.Н.* Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2017. Т. 159, кн. 1. С. 164–173.
- Хисамов Р.С., Шаргородский И.Е., Гатиятуллин Н.С.* Нефтебитумоносность пермских отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. Казань: Изд-во “Фэн” АН РТ, 2009. 431 с.

ПЕРМСКИЕ ПАЛЕОПОЧВЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ НА ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ И ИХ ОСОБЕННОСТИ

Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, e-mail: fedor.mouraviev@kpfu.ru

Пермская красноцветная формация континентальных отложений Среднего Поволжья занимает стратиграфический объем от уфимского яруса нижней перми до вятского яруса верхней перми и содержит слои пород, измененные почвообразовательными процессами, или палеопочвы. В большинстве случаев почвообразующими, или почвоматеринскими, являются красноцветные глинисто-алевритовые породы аллювиального и аллювиально-озерного генезиса [Mouraviev et al., 2015, 2020; Муравьев и др., 2016], менее распространены палеопочвы на известняках и доломитах озерно-болотного происхождения [Наугольных, 2007; Иноземцев и др., 2011; Муравьев и др., 2023].

Главными признаками для выявления и классификации палеопочв, развитых на терригенных осадках, являлись: следы корней *in situ*, наличие почвенных горизонтов и почвенной структуры (педов). Дополнительным признаком служило наличие сликенсайдов, карбонатных и железистых нодулей, глинистых кутан, оглеения и других. Согласно классификации Г. Мака и др. [Mack et al., 1993], примерно половина всех изученных пермских палеопочв являются незрелыми и относятся к протосолям, среди зрелых палеопочв доминируют вертисоли и кальцисоли. Следует отметить, что в ископаемом состоянии чаще всего встречаются неполные почвенные профили, где верхние горизонты срезаны эрозией перед накоплением перекрывающих слоев. Поэтому темная окраска и наличие органического вещества, характерные для аккумулятивно-гумусового горизонта, как правило, не являются диагностическими признаками для выделения палеопочв. Мощности отдельных палеопочвенных профилей, как правило, не превышают 1 м, при формировании педокомплексов их суммарная мощность может достигать 4–5 м.

Палеопочвы на терригенных породах относятся к субаэральным образованиям, имеющим прямой контакт с атмосферой, где, как и в современных почвах, происходила вертикальная миграция вещества из верхних горизонтов в иллювиальный горизонт. Тип минерального вещества накапливающегося в иллювиальном горизонте в процессе педогенеза, зависел от климатических условий, и, прежде всего, от количества атмосферных осадков. Это позволяет использовать геохимические особенности почвенных профилей для палеоклиматических реконструкций, например, чем выше количество осадков, тем больше из почвенного профиля выносятся щелочных и щелочноземельных элементов и больше остается глинозема при гидролизе алюмосиликатов. Качественными признаками палеоклимата являются тип и мощность почвенного профиля, присутствие карбонатных нодулей, сликенсайдов (зеркал скольжения на поверхности почвенных блоков), глеевых пятен и горизонтов. В целом, на основании изучения качественных и количественных почвенных признаков, в средней и поздней перми на исследуемой территории реконструируется субтропический сезонно-влажный полуаридный климат. Среднегодовые температуры варьировали в пределах +10...+12°C, среднегодовое количество осадков изменялось от 400 до 777 мм/год [Mouraviev et al., 2020]. Современными аналогами пермских палеопочв на красноцветных глинисто-алевритовых осадках могут служить красно-бурые почвы сухих субтропиков Средиземноморья или Австралии.

Карбонатные палеопочвы на озерных осадках легко выявляются благодаря сети корневых каналов, хорошо сохраняющейся в слоях известняков и доломитов и часто являющейся единственным макроскопическим признаком педогенеза [Муравьев и др., 2023]. Эти палеопочвы являются особым типом палеопочв и отличаются от наземных почв тем, что относятся чаще всего к субаквальным образованиям, в которых отсутствует почвенная структура и почвенные горизонты. Одновременное присутствие остатков озерной фауны (рыбы, двустворки, остракоды) и корневых каналов в карбонатных породах свидетельствует, во-первых, о крайней мелководности озерных бассейнов (2–3 м), во-вторых, о рыхлом состоянии карбонатного ила в процессе заселения его растительностью.

Детальное исследование сети корневых каналов в палеопочвах на известняках с помощью рентгеновской компьютерной томографии показало неравномерное распределение и густоту корне-

вых каналов с ветвлением до третьего порядка, с уменьшением диаметра каналов от 5.0 до 0.5 мм. Участки с густой сетью корневых каналов размерами 50–60 мм чередуются по латерали с участками практически без корневых каналов такого же размера. Это дает основание предположить, что растения, которые оставили корневые каналы, располагались на расстоянии 10–12 см друг от друга. Густота корневых каналов по площади в среднем составляет 150 каналов на дм^2 . Что касается видов растений, то напрямую определить их по корневым отпечаткам не удастся, так как в ископаемом состоянии надземные части растений вместе с корневыми частями (т. е. в прижизненном положении) сохраняются очень редко. Для ихнофоссилий, в том числе, корневых следов, существует своя классификация, и большинство корней в исследуемых известняках относятся к роду *Radicites sp.* [Арефьев, Наугольных, 1998]. Предположительно, эти корневые следы могли принадлежать членистостебельным растениям гидрофильных ассоциаций *Paracalamitina* [Наугольных, 2007], отпечатки стеблей и листьев которых встречаются в ниже- и вышележащих отложениях. В палеопочвах на глинисто-алевритовых породах корневые следы встречаются чаще всего в виде сети тонких белесых или голубовато-серых ветвящихся прожилков, хорошо заметных на общем красно-буром фоне. Каналов, подобных тем, которые присутствуют в карбонатных породах, корни здесь не образуют в силу быстрого “заплывания” корневых пустот в мягких глинистых осадках. В этих породах большинство корневых следов относят к ихнотаксону *Radicites erraticus* [Арефьев, Наугольных, 1998].

Зрелые палеопочвы, особенно их педокомплексы, отражают перерывы в осадконакоплении и, наряду с эрозионными поверхностями, служат границами седиментационных ритмов, мощность которых варьирует от 4 до 11 м. Палеопочвы на озерных карбонатных осадках приурочены, как правило, к средним частям седиментационных ритмов и формировались во время условно трансгрессивных стадий эволюции озерно-аллювиального бассейна, в то время как в регрессивных стадиях происходило формирование зрелых палеопочв на терригенных осадках. В условиях внутриконтинентального опресненного бассейна средней и поздней перми Восточно-Европейской платформы причинами флуктуаций береговой линии могли быть колебания климата, связанные с его гумидизацией-аридизацией. Гумидизация приволила к усилению терригенного стока с Урала, заполнению осадочного бассейна и созданию субаэральных обстановок с развитием палеопочв [Арефьев и др., 2012]. В периоды аридизации, “при минимальной скорости терригенного осадконакопления и низкой скорости карбонатного седиментогенеза распространялись предельно мелководные бассейновые обстановки” [Арефьев и др., 2012] с развитием озерных известняков и доломитов, часто переработанных корнями растений.

Литература

- Арефьев М.П., Гоманьков А.В., Кухтинов Д.А. Цикличность и палеонтологическая характеристика нюксеницких слоев сухонской свиты (верхняя пермь) восточного крыла Сухонского мегавала // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. Вып. 5. М.: РАН, 2012. С. 41–48.
- Арефьев М.П., Наугольных С.В. Изолированные корни из отложений татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтол. журнал. 1998. № 1. С. 86–99.
- Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю. Верхнепермские палеопочвы на известняках: Морфология и генезис (среднее течение р. Волга) // Почвоведение. 2011. № 6. С. 660–674.
- Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2016. Т. 158. Кн. 4. С. 548–568.
- Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В., Силантьев В.В., Хасанова Н.М. Ризоидные известняки среднепермских отложений Казанского Поволжья // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж: ВГУ, 2023. С. 287–290.
- Наугольных С.В. Казанская и татарская растительность пермского периода // Геологические памятники природы Республики Татарстан / Под ред. И.А. Ларочкиной. Казань: Акварель-Арт, 2007. С. 236–254.
- Mack G.H., James W.C., Monger H.C. Classification of paleosols // Geol. Soc. Am. Bull. 1993. V. 105. No. 2. P. 129–136.
- Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Eskin A.A., Kropotova T.V. Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // Palaeoworld. 2020. V. 29. No. 2. P. 405–425.
- Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red paleosols in the key sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga region and their paleoclimatic significance // Paleontol. J. 2015. V. 49. No. 10. P. 1150–1159.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Неделько О.В., Калина Р.И., Бояршинова М.Г., Мартынюк Е.В.

ООО "Тюменский нефтяной научный центр", г. Тюмень, e-mail: ovnedelko@tnnc.rosneft.ru

Верхнечонское нефтегазоконденсатное месторождение является крупным, открыто в 1978 г., в режиме промышленной эксплуатации находится с 2005 г. Основным объектом разработки является верхнечонский пласт, стратиграфически приуроченный к непской свите. Месторождение в значительной степени разбурено, однако, для выработки остаточных запасов существует потребность в дополнительном бурении. Результаты эксплуатационного бурения не всегда положительные, что может быть связано как с недоучетом фациальной изменчивости терригенной толщи по площади и разрезу, так и с широким развитием вторичных изменений (в частности, засолонением).

Изучением фациального строения непской свиты Верхнечонского месторождения в рамках тематических исследований занимались К.В. Зверев, Н.В. Янкова (ТННЦ, 2010 г.), Е.Е. Карнюшина (РГУ, 2011 г.), О.В. Боброва, А.П. Вилесов (ТННЦ, 2013 г.). Работы основывались на незначительном количестве имеющегося кернового материала, сосредоточенного преимущественно в центральной части территории. Построенные модели носили концептуальный характер и не были учтены в существующей геологической модели.

В данной работе представлены результаты седиментологических исследований терригенных отложений непской свиты Верхнечонского месторождения, основанные на большом накопленном фактическом материале. Общий объем изученного керна составил более 1350 м по 41 скважине, расположенных на различных участках месторождения. Разрез свиты во всех скважинах практически на 100% охарактеризован керном.

Месторождение расположено в Катангском районе северной части Иркутской области, входит в состав Непско-Ботубинской нефтегазоносной области Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции. Приурочено к Непскому своду Непско-Ботубинской антеклизы, осложнено многочисленными разломами и имеет блоковое строение. Рассматриваемые терригенные отложения непской свиты относятся к непскому горизонту вендской системы. По керновым данным мощность свиты на территории исследований изменяется от 16.72 м в северо-западной части до 58.43 м в юго-восточной. В составе изучаемого интервала разреза выделяется три пласта: В10 (ВЧ1), В11, В13 (ВЧ2).

При проведении седиментологических исследований учитывались такие факторы как минеральный состав пород, их структурные особенности, в частности гранулометрический состав, сортировка, окатанность зерен, а также текстурные характеристики. Как известно, в докембрийских отложениях отсутствуют следы жизнедеятельности ископаемых организмов и органические остатки, часто помогающие в генетической диагностике, а ряд фаций может обладать схожим литологическим строением, поэтому для окончательного определения фациальной приуроченности пород много внимания уделялось выбору подходящей концептуальной модели седиментации и парагенезам фаций.

Основной вклад в существующие представления о палеогеографии региона осадконакопления внесли Г.Г. Шемин и Н.В. Мельников [Шемин, 2007; Мельников, 2018]. Фациальными исследованиями непских терригенных отложений Непского свода в разное время занимались М.В. Лебедев, К.В. Зверев, В.С. Воробьев, О.В. Постникова, Т.И. Гурова и др. [Гурова, 1988; Постникова, 2008; Зверев, 2012; Воробьев, 2017].

Разрез непской свиты на Верхнечонском месторождении имеет неоднородное строение и характеризуется высокой фациальной изменчивостью. Снос обломочного материала в непское время происходил с северо-западной приподнятой части территории в южном и юго-восточном направлении. В рамках седиментологических исследований было установлено два трансгрессивных цикла развития территории, соответствующих разрезам ниже- и верхнечонской подсвит. На каждом этапе наблюдается смена континентальных фаций прибрежно-морскими и морскими.

Отложения нижненепской подсвиты в северо-западной части территории отсутствуют, в центральной и юго-восточной части со стратиграфическим несогласием залегают на породах фундамента и представлены тремя циклами седиментации. На начальном этапе осадконакопления непского времени в юго-восточной части месторождения формировались отложения аллювиальных фэнов. На втором этапе в результате постепенного затопления происходит смещение фациальной зоны аллювиальных фэнов в центральную часть площади, а на юго-востоке происходит формирование отложений приливно-отливных равнин. Завершающий этап ранненепского времени соответствует максимальной трансгрессии и характеризуется в разрезе отложениями комплекса приливно-отливных равнин и комплекса заливов и лагун, в различной степени размытыми на этапе предпоздненепского перерыва осадконакопления (до полного отсутствия в северо-западной части территории).

Фациальный комплекс аллювиальных фэнов включает в себя образования проксимальной, медиальной и дистальной частей. Фации проксимальной и медиальной части сложены гравелитами песчаными, песчаниками разномерными в различной степени гравистыми и гравийными, редко конгломератами, с неясной и пологонаклонной слоистостью (рис. 1А). Фации дистальной части – переслаиванием песчаников и алевролитов. Песчаники разномерные (часто с преобладанием средне-, крупно- и грубопсаммитовой фракции) неравномерно гравистые, пологонаклонно- и пологоволнистослоистые, редко с мелкой и крупной косою слоистостью. Алевролиты мелко-крупнозернистые песчаные и глинистые, однородной или слабовыраженной субгоризонтальнослоистой текстуры. По набору литологических типов пород и их структурно-текстурным характеристикам фэны относятся к типу “аллювиальных с мелкими ветвящимися руслами”, по (Stanistreet, McCarthy, 1993). Размеры такого типа фэнов могут составлять от нескольких километров до десятков километров в радиусе. Встреченные гравийно-песчаные отложения имеют покровообразное распространение по площади и достигают 13 м в толщину.

Фациальный комплекс приливно-отливных равнин представлен преимущественно фациями приливно-отливных каналов и ручьев толщиной до 9.37 м, выраженных в разрезе в виде песчаников с преобладанием зерен средней, мелкой и тонкой размерности, иногда с глинистыми интракластами, с пологонаклонной и пологоволнистой, реже крупной и мелкой косою слоистостью, подчеркнутой распределением глинисто-алевролитового материала, с глинистыми двойными слойками (рис. 1Б). Отложения приливно-отливных отмелей отмечаются в значительно подчиненном количестве, что, вероятно, объясняется достаточно расчлененным палеорельефом. Глинистые отмели сложены алевролитами крупно-мелкозернистыми глинистыми, редко мелко-крупнозернистыми песчанистыми, с пологоволнистой и линзовидно-волнистой микрослоистостью, реже с текстурами пластических деформаций, с трещинками синерезиса. Смешанные отмели – неравномерное переслаивание песчаников мелко-тонкозернистых неравномерно алевролитистых, в меньшей степени средне-мелкозернистых и алевролитов крупно-мелкозернистых глинистых. Для пород характерны пологоволнисто-, линзовидно-волнистослоистые и деформационные текстуры, присутствие трещинок синерезиса (рис. 1В).

Фациальный комплекс заливов и лагун включает в себя осадки заливов и песчаной косы. В пределах залива сформировались аргиллиты и крупно-мелкозернистые глинистые алевролиты с субгоризонтальной и пологоволнистой микротонкой слоистостью, участками с текстурами пластических деформаций, с прожилками черного органического вещества (ЧОВ), с кристаллами и мелкими стяжениями пирита (рис. 1Г). Глинисто-алевролитовые породы заливов и приливно-отливных отмелей (преимущественно глинистых) кровли нижненепской подсвиты формируют перемычку между пластами В13 (ВЧ2) и В10 (ВЧ1). Песчаники песчаной косы толщиной до 4.54 м, соответствующие пласту В11, представлены тонко-мелко- и мелко-тонкозернистыми разностями, алевролитистыми и алевролитовыми, однородной, слабовыраженной пологонаклонно- и субгоризонтальнослоистой текстуры, реже с мелкой косою слоистостью (рис. 1Д).

Осадки верхненепской подсвиты в пределах Верхнечонского месторождения встречаются повсеместно, на северо-западе со стратиграфическим несогласием залегают на породах фундамента, на остальной части территории с эрозионным контактом перекрывают породы нижненепской подсвиты. Разрез верхнего непа также имеет трансгрессивное строение и включает в себя 4 цикла.

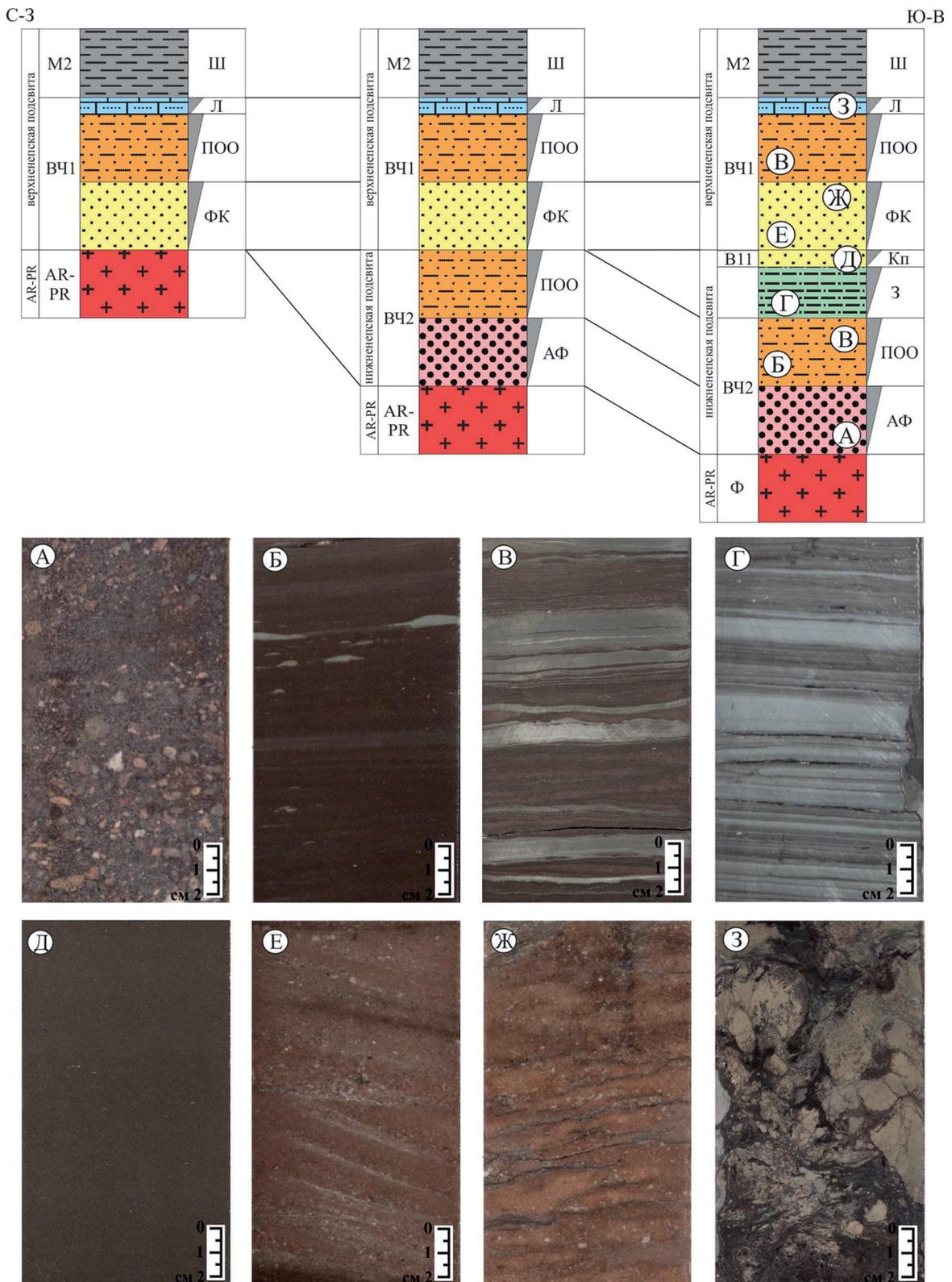


Рис. 1. Схематичный разрез непской свиты Верхнечонского месторождения с фотоиллюстрациями основных фаций.

А – гравийно-песчаные отложения аллювиальных фэнов, Б – песчаные отложения приливо-отливных каналов, В – глинисто-алевропесчаные отложения приливо-отливных отмелей, Г – глинистые отложения заливов, Д – песчаные отложения песчаной косы, Е – песчаные отложения флювиальных каналов, Ж – песчаные отложения флювиальных каналов с приливо-отливным влиянием З – терригенно-карбонатные отложения лагуны

Начало поздненепского времени ознаменовалось накоплением континентальных осадков комплекса фаций аллювиальной равнины. На них эрозионно ложатся фации приливно-отливных равнин. На последнем этапе, отвечающему максимуму затопления территории непского времени в целом, происходило накопление лагунных и шельфовых фаций.

Фациальный комплекс аллювиальной равнины, слагающий большую часть разреза пласта В10 (ВЧ1), выражен преимущественно фациями флювиальных каналов со сплетающимся типом русел. Отложения имеют площадное распространение и составляют до 9.48 м в толщину, представлены песчаниками разномасштабными (с преобладанием зерен средней, крупной и грубой псаммитовой размерности в различных комбинациях), неравномерно гравистыми, с крупной косой, пологонаклонной и субгоризонтальной слоистостью (рис. 1Е). В ряде скважин в подошве подсвисты встречаются гравелиты и гравийные песчаники, толщина прослоев которых не превышает 3.8 м. Значительно меньшую роль играют песчано-алевритовые отложения старичных озер и глинисто-алевритовые образования пойм, что объясняется особенностями формирования и распределения осадков аллювиальных равнин со сплетающимся типом русел.

Осадки фациального комплекса приливно-отливных равнин слагают верхнюю часть пласта В10 (ВЧ1), характеризующуюся расчлененным тонкослоистым строением, и включают в себя отложения глинистой, смешанной, редко песчаной отмелей, приморских озер, приливно-отливных ручьев (толщиной до 1.47 м) и флювиальных каналов с приливно-отливным влиянием (толщиной до 3.28 м). Для фаций приливно-отливных равнин пласта В10 помимо признаков, отмеченных выше, характерно наличие неравномерной примеси угловатых зерен от мелко- до грубопсаммитовой, в единичных случаях гравийной размерности, привнос которых, вероятно, связан с палеоклиматическими явлениями (таяние льда). Также отмечаются редкие линзы и стяжения сульфатов, мелкие ооидоподобные аутигенные образования, трещины усыхания. Фации приморских озер – алевриты крупно-мелкозернистые глинистые, реже мелко-крупнозернистые песчаные, с субгоризонтальной и пологоволнистой микрослоистостью, с прожилками ЧОВ, с мелкими стяжениями и рассеянными кристаллами пирита, с редкими трещинками синерезиса. Для приливно-отливных ручьев характерна мелко-среднезернистая и тонко-мелкозернистая структура с неравномерной примесью (часто в виде линз) угловатых зерен более крупных размеров, пологоволнистая и линзовидно-волнистая слоистость, глинистые слойки и прожилки. Флювиальные каналы с приливно-отливным влиянием сложены песчаниками различных фракций, от мелко-тонкозернистых до грубо-средне-крупнозернистых часто с примесью гравийных зерен, пологоволнисто- и пологонаклоннослоистыми, с двойными глинистыми слойками (рис. 1Ж).

Фации лагун, толщиной не превышающие 1.66 м, фиксируют кровлю пласта В10 и представлены в основном двумя литотипами – это породы смешанного терригенно-сульфатно-карбонатного состава и песчаники разномасштабные с обильным (до базального) сульфатно-карбонатным цементом (рис. 13).

Шельфовые фации завершают разрез непской свиты, достаточно выдержаны по мощности и соответствуют региональному реперу М2. Аргиллиты, реже алевриты мелкозернистые глинистые, субгоризонтально-микрослоистые, участками с пологоволнистой, линзовидно-волнистой микрослоистостью и текстурами пластических деформаций, с прожилками ЧОВ, со стяжениями и кристаллами пирита.

По результатам проведенных седиментологических исследований были выделены основные этапы развития территории Верхнечонского месторождения в непское время, выбраны концептуальные модели седиментации, диагностированы основные фации и фациальные комплексы, определены характер распространения и размеры песчаных тел по данным литературных источников.

Литература

- Воробьев В.С., Чеканов И.В., Клиновская Я.С. Модель распространения терригенных коллекторов и засоленных песчано-гравелитистых отложений в пределах месторождений центральной части непского свода // Методика поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. 2017. № 3. С. 47–52.
- Гурова Т.И., Чернова Л.С. и др. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1988. 251 с.

- Зверев К.В., Лебедев М.В., Хохлов Г.А.* Принципиальная модель терригенных отложений венда Верхнечонского месторождения (Сибирская платформа) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 9. С. 31–42.
- Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.
- Постникова О.В.* Эволюция рифей-венд-кембрийского осадочного бассейна юга Сибирской платформы и его нефтегазоносность / Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2008. 40 с.
- Шемин Г.Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: СО РАН, 2007. 467 с.

КАОЛИНИТИЗАЦИЯ, КАНДИТЫ И КАОЛИНЫ – ОТ ПРОЦЕССОВ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ ДО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Никулин И.И.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: iinikulin@gmail.com*

Группа каолинита (кандиты) состоит из четырех полиморфных модификаций: каолинита, диккита, накрита и галлуазита и их ассоциатов – аллофан и имоголит [Klorogge, 2019]. В то время как первые три минерала идентифицируются по разному порядку укладки слоев глины, галлуазит, напротив, является единственным минералом, который содержит воду между слоями глины и в результате имеет тенденцию к образованию трубчатых кристаллов. Структура каолинита состоит из слоев 1:1 (один октаэдрический лист с Al и один тетраэдрический лист с Si), регулярно уложенных горизонтально, причем каждый слой сдвинут на $-a/3$. Напротив, структуры диккита и накрита можно описать как две разные регулярные стопки двухслойных блоков, причем каждый слой связан с соседними слоями плоскостью скольжения. Они характеризующиеся довольно простым химическим составом (Si, Al, O и H). Эти элементы вносят вклад в большую часть осадочных пород (75%) континентальной земной коры до глубины ~1.5 км. В известном смысле кандиты, вмещающие в своей структуре эти элементы, химически отражают самую верхнюю часть земной коры.

Первичными средами каолинизации нам представляются: 1) залежи жильного типа, 2) субвулканические и пирокластические, 3) скарновые эпиптермальные месторождения) 4) породы, связанные с гранитоидами (пегматиты и грейзены). Это связано с тем, что вне зависимости от вмещающих пород, эндогенные процессы формируют соответствующие им разрезы (или метасоматические колонки) [Тимофеев и др., 1979]. Обстановки переотложения: 1) в почвах (ферразоли, плинтосоли, нитисоли, подзолы, вертисоли, андосоли), 2) слоистые остаточные каолиновые отложения (остаточные каолин-бокситовые месторождения смешанного типа, обнаженные остаточные каолины, скрытые остаточные каолины), 3) жилевидный каолин, 4) аллювиально-речные среды (аллювиальные конусы, речные разветвленные ручьи, речные извилистые ручьи), 5) речные дельты, переходящие в плайю (сухую дельту), переходящие в морские или озерный бассейн (влажная дельта), 6) озера и пруды (постоянные и эфемерные озера), 7) угленосные среды (отложения взвеси в угольных болотах, подглинистых слоях, сложная остаточная и гидротермальная каолинизация в угольных болотах, каолиновые тонштейны), 8) морские терригенные береговые отложения (открытый – приливно-приливной эстуарий, слепой – волново-волновой эстуарий, замкнутая лагуна). Обстановки устойчивости кандитов: 1) литификация вплоть до позднего диагенеза (с диккитом) при температуре до 200°C и гидростатическом давлении до 300–400 бар, 2) региональный динамо-метаморфизм очень низкой степени, 3) контактный метаморфизм. В то время как во многих классификационных схемах каолин рассматривается только в категории нерудных месторождений и промышленных полезных ископаемых, в нашей работе он рассматривается сквозь геологию полезных ископаемых и соседние с ней дисциплины (литология, почвоведение, геоморфология, петрография и палеоклиматология). Наиболее благоприятные для освоения крупные (экономически выгодных) месторождения кандитов расположены вдоль пассивной окраины континента и в эпиконтинентальных котловинах. Участки кратонов, стабильные в течение длительного периода времени с небольшим вертикальным смещением, представляют собой участки земной коры, благоприятные для образования и сохранения кандитов. Во время медленного поднятия химическое выветривание, действовавшее во внутренних районах пенеппена и на осадках, воздействовало на лабильные компоненты, а также улучшало качество и наращивало мощность залежей. Уменьшение угла наклона или палеоградиента, т. е. перемещение от аллювиально-коллювиальной конусной системы в сторону дельтовых и заболоченных условий, повышает вероятность концентрирования кандитов промышленного качества. Наиболее близкой к остаточному каолину и наиболее благоприятной для него системой речных дренажей является разветвленная система дренажа. В системе извилистых рек встречаются два разных типа: “песчаный

каолин” и “береговые отложения каолина”. Накопление каолина можно проследить до прибрежно-морских отложений во влажных климатических условиях. Реки ответственны за устойчивую подачу взвеси, приливные процессы проходят наиболее эффективно по концентрации мелкозернистого сырья, а волновое воздействие в сочетании с трансгрессией и регрессией береговых линий действует как уплотнение и консервирует залежи каолина. Приливные аналоги, развивающиеся в засушливых климатических условиях, также известные как прибрежная сабха, не имеют отношения к концентрации каолина. Наиболее сбалансированное состояние между концентрацией и сохранностью каолина достигается в закрытом лимане при мезоприливном режиме.

Органическое вещество не оказывает влияния на образование кандитов в коренных отложениях [Никулин, Савко, 2015]. В переотложенных каолинах опосредующий эффект возрастает от остаточных к прибрежно-морским отложениям, как пример, “локальные положительные аномалии” указывают на “влажные системы”. У края бассейна и во внутренних районах кандиты образуются в верхней окисленной вадозной зоне, а ближе к бассейну, будь то озерному или морскому, они приурочены к нижней восстановительной части гидросферы (фреатическая зона). Органическое вещество в метаморфизованных черных сланцах оказывает не только “буферное” действие на кинематические процессы, но и консервирующее или стимулирующее воздействие на образование каолинита до тех пор, пока не будет пересечена критическая температура на низких ступенях метаморфизма. Изменение окислительно-восстановительных условий хорошо представлено валентным состоянием железа в его минералах, например, сидерите по сравнению с гетитом, а также РЗЭ. Среди химических методов аномалии РЗЭ (церий) могут помочь выделить окислительно-восстановительные условия. Лишь в магматических месторождениях кандитов очевидна корреляция между типом минерала из группы и температурой. Температура образования влияет на кристалличность, и в качестве “эмпирического правила” можно дать следующую последовательность при условии, что Т-контролируемая каолинизация может быть подтверждена: аллофановый имоголит \Rightarrow галлуазит \Rightarrow каолинит \Rightarrow диккит \Rightarrow накрит. Зачастую в природе реализуется лишь часть последовательности. Чтобы отличить гипогенный каолин от гипергенного, изотопы О и Н могут быть самым успешным инструментом, поскольку они помогают выделять температуру каолинизации. В ходе глубокого диагенеза каолинит не является показателем минералогической реакции глубины, а скорее – маркером разрывов или перерывов во время погружения бассейна. Поскольку внутрипластовые растворы преобразуются в результате иммиграции флюидов в следствие каких-либо процессов восхождения и нисхождения, возникающее неравновесие внутри пород-коллекторов должно быть компенсировано в случае падения рН за счет образования кандитов. Скорее всего, литостатическое давление не влияет на каолинизацию. Напряжение сдвига не благоприятно для образования и сохранения кандитов. Всегда считалось, что связанный со структурой каолин является посткинематическим, и не было закартировано ни одной зоны сдвига, где каолин является пре- или синкинематическим. Присутствие каолинита в зонах структурных нарушений или повышенных напряжений и деформаций обусловлено инфильтрацией метеорных и малосоленых вод. Химический состав, а именно содержание щелочноземельных, щелочных элементов и значение рН, играет существенную роль в ходе каолинизации. Эти флюиды ответственны за трансформацию материнской породы \Rightarrow каолин \Leftrightarrow бокситы/ферриалиты/латериты (с возможностью ресиликатизации), а в педологическом отношении – “холодный каолин” (влажный среднеширотный климатический пояс) и “теплый каолин” (влажный тропический климат).

Ферралсоли, плинтосоли, нитисоли, подзолы (также присутствующие в этом тропическом климатическом режиме), андосоли и вертисоли типичны для климатических зон вблизи экватора. Эти жидкости не только способствуют накоплению каолинита, но и улучшают качество каолина за счет очищения глинистого сапролита от примесей, таких как Fe и Ti. В результате изменения рН распределение лабильных и среднестабильных тяжелых минералов отрицательно коррелирует с изменчивостью глинистых минералов. В приближенно к центральным частям бассейна, где содержание каолина велико, преобладают тяжелые минералы группы ультрастабильных минералов, таких как рутил, турмалин и циркон, а ближе к бассейну, где содержание каолинита уменьшается в вадозной системе – апатит, т. е. лабильные становятся важнейшими тяжелыми минералами. Это ясно свидетельствует об увеличении щелочности бассейновых флюидов ближе к бассейну.

Противоположная тенденция наблюдается во фреатической зоне при рассмотрении редокс-чувствительных тяжелых минералов системы Fe–Ti. Они показывают положительную динамику вместе с каолином от края бассейна к центру бассейна, особенно по валентному состоянию Fe, которое меняется от трехвалентного к двухвалентному состоянию. Каолин может эволюционировать практически во всех отложениях. Вероятность увеличивается с увеличением содержания Al и Si, но даже отложения, обедненные этими элементами, такими как карбонаты, местами образуют хороший субстрат для развития каолина, при условии, что процесс изменения был продолжительным по времени, и обязательно климатическому режиму и геодинамическим условиям. Единственными литологическими условиями и средами, в которых не могут возникнуть залежи каолина, являются отложения солей и зоны сильного испарения.

Климатические и гидрологические условия имеют большее значение для формирования месторождений вторичного каолина, чем состав исходного материала. Каолин – это неметаллическое сырье, которое занимает позицию, охватывающую весь спектр: от товаров высокой стоимости, используемых для изготовления керамики (например, кирпичей, фаянса), до товаров с высокой удельной стоимостью, используемых для изготовления корпусов лучших фарфоровых изделий или даже фармацевтические препараты.

Литература

- Никулин И.И., Савко А.Д. Железорудные коры выветривания Белгородского района Курской магнитной аномалии // Тр. науч.-исслед. института геологии Воронежского государственного ун-та. 2015. Т. 85. С. 1–102.
- Тимофеев П.П., Набоко С.И., Ероцев-Шак В.А., Ильин В.А., Бебешев И.И. Особенности современного гидротермального литогенеза. I. Наземный гидротермальный литогенез // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 6. С. 3–15.
- Kloprogge J. Introduction // Spectroscopic Methods in the Study of Kaolin Minerals and Their Modifications / Springer Mineralogy. Springer, Cham., 2019. https://doi.org/10.1007/978-3-030-02373-7_1

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ДОМАНИКОВЫХ ТОЛЩ

Нургалиева Н.Г.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань,
e-mail: nurgal07@mail.ru*

Обогащенные сапропелевым органическим веществом отложения часто характеризуются повышенными, по сравнению с другими типами осадочных пород, концентрациями целого ряда элементов. Известно, что одни элементы осадочных пород в основном связаны с обломочной и глинистой фракциями, другие – с карбонатной фракцией, а третьи – с органическим веществом. Последняя группа элементов наиболее интересна, поскольку именно эта группа определяет геохимические особенности углеродистых отложений и их металлогенический потенциал.

В углеродистых отложениях в группу элементов, ассоциирующих с органическим веществом, входят главным образом Mo, V, U, Cu, Ni, Co, Zn, Ag, Au, As, S, P. По осредненным субкларковым данным, полученным для углеродистых отложений различного возраста в разных регионах, почти повсеместно отмечается обогащенность Ni, Mo, Cu, Zn, U, V, которая может в несколько десятков раз превышать стандарты PAAS, UCC и другие. Содержащиеся в повышенных концентрациях элементы часто рассеяны в органоминеральной массе породы, находясь, по-видимому, в основном, в виде металлоорганических соединений и не образуя самостоятельных минеральных фаз.

В настоящей работе обсуждается вопрос о геохимической специализации углеродистых и высокоуглеродистых отложений доманиковой формации, в том числе, в связи с их металлоносностью и выявлением критериев идентификации и картирования доманиковых отложений.

Материалами для исследования послужили данные рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) химического состава керна доманиковых отложений скважин востока РТ. Доманиковая толща включает породы саргаевского, семилукского, речицкого, евлановского и ливенского горизонтов. Она представлена преимущественно кремнисто-карбонатными породами. Также в строении разрезов участвуют различные типы известняков и карбонатно-кремнистые породы смешанного состава, часто формирующие тонкие чередования разностей.

По данным микроскопического изучения доманиковых пород ряда площадей востока РТ было выявлено четыре микропетротипа: I – известняк кристаллический, микроспаритовый; II – кремнисто-глинистый сланец с рассеянными калькаренитовыми и кремнистыми нодулями; III – биокластовый вакстоун с обилием остатков радиоларий и спикул губок разной сохранности, часть из которых кальцитизирована, а часть замещена микритовым веществом; IV – глинисто-кремнистый сланец с рассеянными калькаренитовыми нодулями.

Сопоставление идеализированного разреза доманиковой формации Волго-Уральского бассейна [Ступакова и др., 2017] со скважинными разрезами по микропетротипам демонстрирует их корреляцию как по толщине, так и по петрографическому составу.

Геохимическая специализация отложений изучалась путем использования геохимической классификации по элементам, отражающим соотношение резидюатов (представлено содержанием Si); гидролизатов (представлено содержанием Al, K) и карбонатов (представлено содержанием Ca) [Goldschmidt, 1954] и нормировки химического состава образцов к химическому составу PAAS (Post Archean Australian Shales) [Taylor, McLennan, 1985].

Основная часть образцов по геохимической классификации по соотношению Si, Al, K, Ca относится к глинисто-калькаренитовым и кремнистым глинистым породам, что уверенно согласуется с типизацией пород по шлифам.

Анализ содержаний основных и второстепенных химических элементов показал, что в образцах содержание оксидов кремния, титана, алюминия, железа, марганца и калия понижено относительно PAAS. Содержания оксида фосфора примерно в 10–12 раз, оксида магния – в 4.5–10 раз, оксида кальция – в 30–60 раз превышают таковые в PAAS.

Сера содержится в концентрациях близких к 1 мас. %. Оксид хрома содержится в количествах ~0.1 мас. %, оксид кобальта – ~0.05 мас. %, оксид никеля – в интервале ~0.1–0.3 мас. %, оксид меди – в интервале 0.001–0.01 мас. %, оксид стронция – в интервале ~0.01–0.1 мас. %, оксид циркония – ~0.01 мас. %. Таким образом, обнаружены низкие концентрации меди, циркония, кобальта; но существенные концентрации хрома, стронция и никеля.

Было определено содержание ряда второстепенных элементов, рассчитанное из их оксидов и пригодных для нормирования по PAAS (Sr, Cr, Cu, Ni, Zr). В целом, отмечается обогащение отложений Sr, Sr (в основном в 6 раз) и особенно Ni (в 10–50 раз), которое коррелирует с повышенными содержаниями Co, Sn, так как сидерофильные элементы (каковым, например, является Ni) проявляют в земной коре также халькофильные и литофильные свойства. Самая высокая концентрация Ni (~2600 г/т) обнаружена в подошве карбонатно-кремнистой толщи с высоким содержанием органического вещества в составе высокоуглеродистой формации (Ново-Елховская площадь). Огромные концентрации Ni в изучаемых доманиковых отложениях (от 700 до 2600 г/т) составляют замечательную часть геохимической специализации этих углеродистых отложений.

Применение более развернутого анализа химического состава доманиковых отложений (ИСП-МС) позволит получить более широкий спектр элементов геохимической специализации изучаемых углеродистых отложений с присутствием наряду с никелем молибдена, урана, ванадия и других металлов, являющихся индикаторами высокой биопродуктивности палеобассейна осадконакопления с обстановками, благоприятными для фоссилизации органического вещества. Независимо от возможных механизмов накопления металлов в углеродистых отложениях важным необходимым условием для накопления надкларковых концентраций должны быть повышенные содержания растворенных металлов в морской воде. В этой связи рассматривается вопрос об источниках металлов на этапах накопления металлоносных черных илов в морских бассейнах. Такими источниками могут выступать области выветривания, глубинные зоны внутриконтинентального и окраинноконтинентального рифтогенеза и апвеллинги. Геодинамический режим и палеогеографические обстановки контролируют специфику условий, в которых накапливаются сапропелевые илы с определенным металлогеническим потенциалом.

Литература

- Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И., Фадеева Н.П., Гатовский Ю.А., Сулова А.А., Сауткин Р.С., Пронина Н.В., Большакова М.А., Завьялова А.П., Чупахина В.В., Петракова Н.Н., Мифтахова А.А. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна – типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спец. выпуск. Ч. 1. С. 112–124.
- Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Clarendon Press, 1954. 730 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, UK, 1985. 349 p.

ХОЛОДНОВОДНЫЕ(?) КАРБОНАТЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА БАССЕЙНА р. ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Пономаренко Е.С.

Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
e-mail: esponomarenko@geo.komisc.ru

Большая часть карбонатных отложений формируется в тропических условиях, откуда и происходят большинство осадочных моделей. Однако, расширение исследований современного седиментогенеза в более глубоководные области и акватории северных морей оспорило “высшее правило тропического стандарта” [Schlager, 2003]. Использование системы классификации, основанной на оценке преобладающих бентосных типов зерен и принципе ассоциаций (сообщества) карбонатных зерен [Lees, Buller, 1972; James, 1997; и др.], позволили выделить гетерозойную ассоциацию, характерную для умеренных и холодных широт. В настоящий момент, эти сообщества зерен прочно вошли в зарубежную седиментологическую литературу. В целом этот принцип полезен в прослеживании важных и длительных палеоклиматических тенденций [Flügel, 2010]. Древние примеры холодноводных гетерозойных карбонатов часто ассоциируются с регионами апвеллинга. Среди них наиболее известными являются примеры из перми [Flügel, 2010; см. также ссылки в этой работе], а также многие ордовикские отложения разных регионов мира [Brookfield, 1988; Rao, Wang, 1990; Lavoie, 1995; Искюль, 2009; Dronov, 2013; и др.].

Среднеордовикские отложения западного склона Северного Урала представлены шежимской свитой [Дембовский, Дембовская, 1992] и вскрыты в среднем течении р. Илыч в районе о-ва Шежим-Ди и на р. Б. Косью (в районе водопада) (рис. 1а, б). Автором они были детально изучены в последнем пункте. Целью данной работы является установление состава, строения отложений шежимской свиты р. Б. Косью с позиций концепции ассоциации карбонатных бентосных зерен.

Породы среднеордовикской шежимской свиты обнажаются на р. Б. Косью в ≈ 8.0 км выше устья. Они представлены чередованием тонкослоистых известняков биокластовых песчаных (рис. 1в), известняков биокластовых и биокластово-пелитоморфных узловатых известняков видимой мощностью 23.3 м. В нижней части разреза определены конодонты *Semiacontiodus* sp., *Eoplacognathus* sp., *?Acodus eletsicus* sp. Tolmacheva, *Paroistodus* sp., *P. horridus* (Bores et Poplawski), *Drepanodus* sp., *Histoidella holodentata* Ethington et Clark, *Protopanderodus* sp., *Periodon* sp., указывающих на раннедарривилский возраст отложений (определение д.г.-м.н. Т.Ю. Толмачёвой). Органогенный материал (0.4–2.0 мм) представлен в основном члениками иглокожих; более редки обломки створок брахиопод (иногда до первых сантиметров), остракод и колоний мшанок, а также хвостовых щитков трилобитов мшанок. В единичных случаях отмечаются спикулы губок. Некоторые обломки створок фосфатизированы или пиритизированы (рис. 1г). Из несkeletalных карбонатных зерен повсеместно развиты пелоиды. Терригенный материал (до 35%) представлен угловатым и слабоокатанным кварцем (0.05–0.1 мм), более редки мусковит, полевые шпаты и лейкоксен (до 5%). Цемент, как правило, пелитоморфный, но в некоторых прослоях – спаритовый.

Ассоциация органических остатков имеет определенное сходство с бринодермной (brynoderm) ассоциацией [Beauchamp, Desrochers, 1997], выделенной из пермских отложений Арктической Канады, характеризующейся остатками мшанок и иглокожих (в основном криноидей). Остальные органические остатки представлены раковинами брахиопод, из несkeletalных зерен отмечаются пелоиды. По данным авторов, такая ассоциация характеризует прохладные и холодные воды глубокого шельфа в низких широтах (ниже термоклина), а мелкого и глубокого шельфа в высоких широтах. Заметным отличием изученных среднеордовикских отложений является преобладание остатков иглокожих. Однако мшанки представляют собой заметный элемент этой ассоциации южнее, в районе о-ва Шежим-Ди.

Важно акцентировать внимание на фосфатизированных органических остатках, упомянутых выше (см. рис. 1г). По данным химического карбонатного анализа изученные породы содержат от 0.05 до 0.18% P_2O_5 , что является околокларковым или вышекларковым для карбонатов

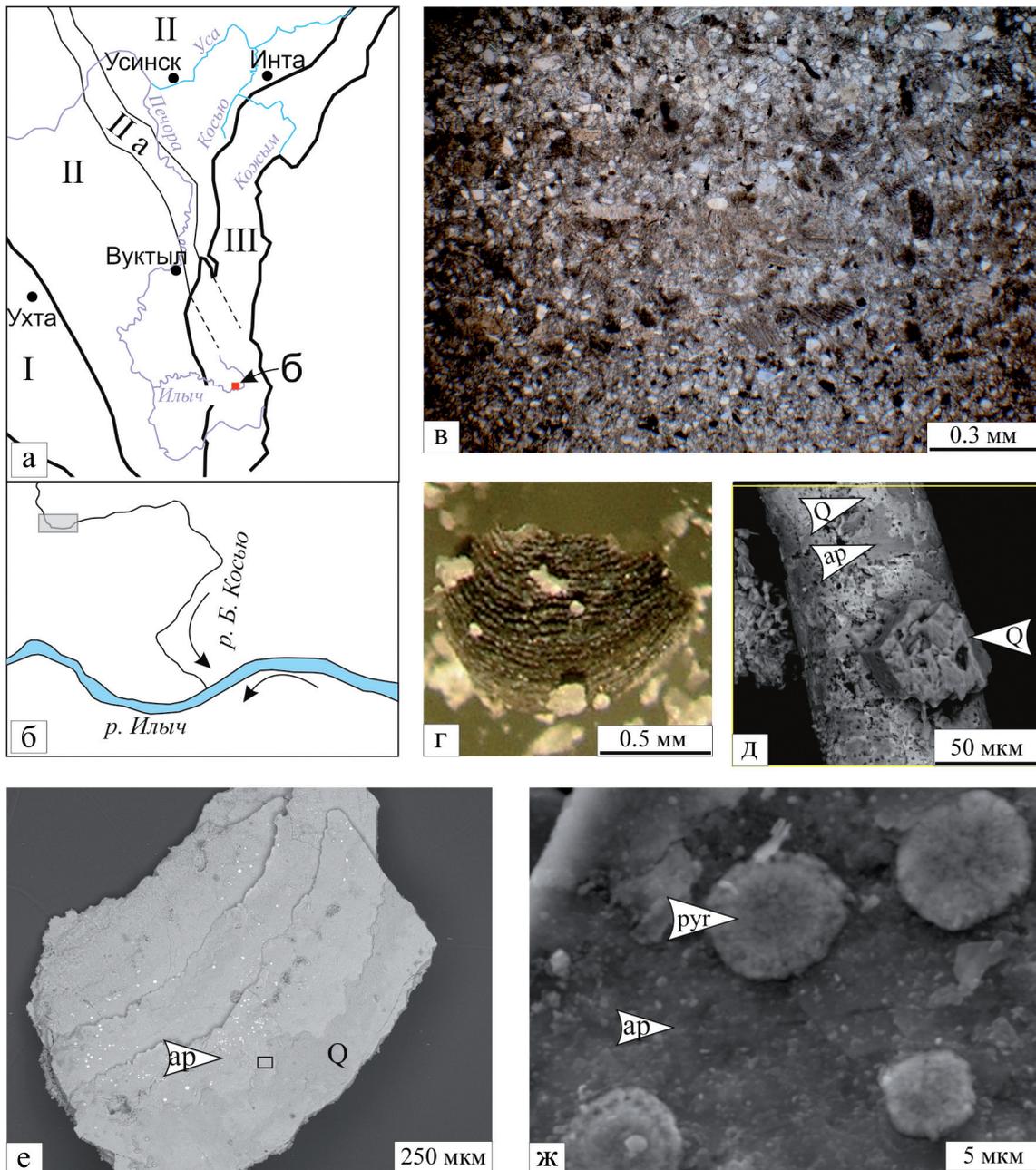


Рис. 1. Схематичная тектоническая карта Тимано-Североуральского региона (а); красный квадрат – расположение изученного разреза. Местонахождение изученного разреза (квадрат) на р. Б. Косью (б). Известняк биокластовый с пелоидами и терригенным материалом (в); шлиф БКВ1-2014. Фрагмент фосфатизированной раковины в нерастворимом остатке породы (г); обр. БКВ1-2014. Окварцованно-фосфатизированная спикюла губки (д); Q – кварц, ар – фторапатит, изображение СЭМ; обр. БКВ1-2014. Фосфатизированная (ар) и окварцованная (Q) раковина (е); квадрат – детальное изображение на (ж); обр. БКВ12-2014. Пиритовые (pyr) микросферулиты(?) на фосфатизированной (ар) раковине (ж); обр. БКВ12-2014

($0.050 \pm 0.008\%$ [Юдович и др., 2020]). Изучение фосфатизированных остатков под сканирующим электронным микроскопом показало тесную ассоциацию фосфатов в ископаемых остатках с кварцем и фрамбоидальным пиритом (рис. 1д–ж). Установлена сильная положительная корреляция ($r = 0.97$) P_2O_5 и Fe_2O_3 (0.57–3.57%) и FeO (0.37–2.36%). Повышенное содержание фосфора в некоторых случаях считается индикатором апвеллинга [Kiipli et al., 2010; Юдович и др., 2020].

Геохимически, апвеллинг также устанавливается по тесной ассоциации триады элементов – P, Fe и Si [Pufahl et al., 2020; Dunn et al., 2021], что согласуется с полученными данными в изученных среднеордовикских отложениях.

Таким образом, изученные среднеордовикские (нижнедарривильские) отложения, вскрытые на р. Б. Косью, показывают ассоциацию карбонатных зерен, сходную с пермской бринодермной ассоциацией, которая характеризует холодноводные гетерозойные карбонаты. Фофатизированные органические остатки показывают парагенез апатита и кварца, что вместе с положительной корреляцией P_2O_5 и Fe_2O_3 и FeO ($r = 0.97$), по всей видимости, свидетельствуют о том, что холодноводная седиментация в среднем ордовике на западном склоне Северного Урала могла быть связана с палео-апвеллингом.

Работа проводилась в рамках темы НИР государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература

- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П. Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Шугоро-Уньинский район) за 1989–1992 гг. Отчет. Воркута, 1992. 218 с.
- Искюль Г.С. Холодноводные и тропические карбонаты в среднем и позднем ордовике северо-запада России: эволюция седиментогенеза // Мат-лы 1-й конф. молодых ученых и специалистов, посвящ. памяти А.П. Карпинского. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 35–38.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Beauchamp B., Desrochers A. Permian warm- to very cold-water carbonates and cherts in northwest Pangea // Cool-water Carbonates (Eds N.P. James, A.D. Clarke) / SEPM Spec. Publ. Tulsa, Oklahoma, USA. 1997. V. 56. P. 327–347.
- Brookfield M.E. A mid-Ordovician temperate carbonate shelf: The Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada // Sediment. Geol. 1988. V. 60. P. 137–153.
- Dronov A. Late ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2013. V. 389. P. 87–95.
- Dunn S.K., Pufahl P.K., Murphy J.B., Lokier S.W. Middle Ordovician Upwelling-Related Ironstone of North Wales: Coated Grains, Ocean Chemistry and Biological Evolution // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. 669476. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.669476>
- Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks // Analysis, Interpretation and Application. Springer, Heidelberg-Dordrecht-London-New York, 2010. 984 p.
- James N.P. The cool-water carbonate depositional realm // Cool-water Carbonates (Eds N.P. James, A.D. Clarke) / SEPM Spec. Publ. Tulsa, Oklahoma, USA. 1997. V. 56. P. 1–20.
- Kiipli E., Kiipli T., Kallaste T., Ainasaar L. Distribution of phosphorous in the Middle and Upper Ordovician Baltoscandian carbonate palaeobasins // Eston. J. Earth Sci. 2010. V. 59. No. 4. P. 247–255. <https://doi.org/10.3176/earth.2010.4.01>
- Lees A., Buller A.T. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted // Marine Geol. 1972. V. 13. M67–M73.
- Pufahl P.K., Squires A.D., Murphy J.B., Quesada C., Lokier S.W., Alvaro J.J., Hatch J. Ordovician ironstones of the Iberian margin: coastal upwelling, ocean anoxia and Palaeozoic biodiversity // Deposition. Rec. 2020. V. 6. P. 581–604. <https://doi.org/10.1002/dep2.113>
- Rao C.P., Wang B. Oxygen and carbonate isotope composition of Gordon Group carbonates (Ordovician) Florentine Valley, Tasmania // Austral. J. Earth. Sci. 1990. V. 37. P. 305–316.
- Schlager W. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic // Int. J. Earth Sci. 2003. V. 92. P.445–464. <https://doi.org/10.1007/s00531-003-0327-x>

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТРИАСОВЫХ АРКОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Попков В.И., Дементьева И.Е.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, e-mail: geoskubsu@mail.ru

Триасовые отложения Скифско-Туранской плиты претерпели значительные постседиментационные преобразования. Их результатом явилась существенная утрата осадочными породами первичных емкостно-фильтрационных свойств. Современные коллекторы, содержащие скопления нефти и газа, имеют, как правило, эпигенетичный характер [Коростышевский, Кузнецов, 1979; Попков и др., 2023]. В этой ситуации локализация залежей УВ контролируется участками развития вторичных коллекторов, а резервуары приобретают сложную морфологию. Однако на отдельных площадях обнаружено сохранение первичной поровой емкости породами, залегающими в нижних горизонтах триасового разреза. Выяснение причин “консервации” первичного порового пространства в глубокопогруженных горизонтах триасового нефтегазоносного комплекса имеет не только научное, но и практическое значение. Наиболее представительный материал по данной проблеме накоплен для нижнетриасовых отложений Южного Мангышлака.

Основные скопления УВ в триасовом разрезе связаны с вулканогенно-карбонатной формацией позднеоленинско-среднетриасового возраста. Лабораторные исследования показали, что в ее составе присутствуют трещинные, порово-трещинные и каверново-поровые коллекторы [Кузнецов и др., 1978; Коростышевский, Кузнецов, 1979]. Матрицей трещинных коллекторов являются участки породы, лишенные трещин. Емкостью порово-трещинных коллекторов служат первичные и вторичные пустоты. Вторичные коллекторы приурочены к участкам наложенной доломитизации и имеют метасоматическую природу [Попков и др., 2023]. Аналогичное происхождение имеют и каверново-поровые коллекторы, связанные с доломитами. За пределами контура нефтегазоносности породы не затронуты процессами вторичных преобразований, а их пористость не превышает 3%.

Иная ситуация наблюдается в карбонатно-терригенной толще, залегающей в основании вулканогенно-карбонатной формации. Возраст толщи уверенно определен как позднеоленинский. Сложена она переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками, чередующимися с многочисленными прослоями туфов. Отсутствует в разрезе на юге и западе Жетыбай-Узеньской ступени. Продуктивность карбонатно-терригенной толщи доказана в пределах Южно-Жетыбайско-Тенгинской антиклинальной зоны (месторождения Южный Жетыбай, Тасбулат и др.). Коллекторским потенциалом в ее составе обладают, прежде всего, аркозовые песчаники мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые. Последние иногда визуальнo пористые [В.И. Попков, И.В. Попков, 2023].

Обломочный материал песчаников средней сортировки при очень слабой степени окатанности. В его составе присутствуют кварц, кислые плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, зачастую измененные. Цемент типа соприкосновения, поровый, реже инкорпорационный, повсеместно пропитан желтым и коричневым битумоидом. Поры, наблюдаемые в шлифах, размером от 0.005–0.070 до 0.1 мм, в крупнозернистых песчаниках – до 0.6 мм. Поры неправильной формы, приурочены к стыку между зернами.

Для аркозовых песчаников характерно развитие вторичных аутигенных каемок кварца и альбита вокруг кластических компонентов. Толщина каемок от 0.005–0.035 мм до 0.05 мм. Окружают они обычно только часть зерна, снижая размеры первичных пор. Но при этом аутигенные каемки создают формирование жесткого каркаса, способствующего сохранению первичных пустот, препятствуя дальнейшему уплотнению зерен. Сообщаемость между порами осуществляется разнонаправленными микротрещинами с раскрытостью от 10 до 20 мкм. Трещинная емкость составляет не более 0.1%, проницаемость – от 0.0001 до 0.013 мкм². Открытая (межзерновая) пористость аркозовых песчаников изменяется от 3 до 13%, а поровая проницаемость от 0.0001 до 0.007 мкм². Очевидно, что основной емкостью пород является

межзерновая пористость, а величина трещинной проницаемости по своим значениям близка к поровой проницаемости.

Присутствующие в составе карбонатно-терригенной толщи олигомиктовые и полимиктовые песчаники отличаются от аркозовых плохой сортировкой обломочного материала, увеличением до 35% количества цемента (обычно гидрослюдистого, кварцевого), появлением обломков (до 15–30%) микоркварцитов, слюдистых кварцитов, кислых и средних эффузивов. В низах толщи в песчаниках фиксируется примесь грубообломочного известковистого органического и водорослевого детрита, встречаются обломки пелитоморфного доломита. Песчаники претерпели значительные катагенетические изменения, сопровождающиеся интенсивным аутигенным минералообразованием, формированием регенерационно-кварцевого цемента. Коллекторские свойства пород низкие, открытая пористость не превышает 4%.

К карбонатно-терригенной толще приурочены газоконденсатная залежь на Южно-Жетыбайском месторождении, нефтяная и газоконденсатная залежи – на Тасбулатском. Дебиты газа и конденсата в скважине № 25 Южно-Жетыбайская достигали 560 тыс. м³/сут и 72 м³/сут, соответственно. На Тасбулатском месторождении в скважине № 10 получены притоки нефти (121 м³/сут) и газа (156 тыс. м³/сут). В скважине № 1 площади Каменистая дебит нефти из этой части разреза составил 16.8 м³/сут.

Изложенные выше материалы указывают на присутствие в разрезе триасовых отложений терригенных пород, сохранивших свою первичную пористость и проницаемость, содержащих промышленные скопления УВ. Такими свойствами обладают, прежде всего, аркозовые песчаники, являющиеся продуктом разрушения гранитоидных интрузий палеозойского фундамента. Значительный процент кварца в их составе, формирование аутигенных каемок кварца и альбита вокруг кластитов, образуют тот жесткий минеральный каркас, который создает благоприятные условия для сохранения первичных емкостно-фильтрационных свойств песчаников.

Низкая степень окатанности и сортировки обломочного материала песчаников, присутствие в их составе продуктов разрушения гранитоидов и метаморфических пород свидетельствует о близости его источника, где на поверхность размыва выходили породы палеозойского фундамента. По периметру раннетриасовой палеосуши могли сформироваться аналогичные по составу и генезису отложения. Учитывая доказанную продуктивность толщи, определение местоположения и границ области размыва представляет нефтегазопромышленный интерес.

Решению этой задачи может способствовать формационный анализ палеозойских отложений фундамента запада Туранской плиты, вскрытых глубокими скважинами. На основании проведенных нами исследований в составе складчатого основания платформы были выделены два структурно-формационных комплекса [В.И. Попков, И.В. Попков, 2019а, б]: 1) нижний интенсивно дислоцированный досреднекаменноугольный (?) комплекс, породы которого испытали метаморфогенные преобразования, соответствующие зеленосланцевой стадии регионального метаморфизма, а также были прорваны гранитоидными интрузиями каменноугольного возраста; 2) верхний менее дислоцированный и метаморфизованный комплекс, отнесенный к нижней моласе.

Нижний палеозойский комплекс вскрыт бурением на площадях Песчаномыско-Ракущечной зоны поднятий, Сегендыкской депрессии, Карагинской седловины. Сложен он первично-терригенными, иногда карбонатно-терригенными отложениями, преобразованными в метаморфические сланцы хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма. В пределах выступов гранитоиды выведены эрозией непосредственно на поверхность фундамента (Оймаша, Бортовое, Жага и др.).

Более молодые отложения верхнего палеозоя вскрыты скважинами в западной и северо-западной частях Жетыбай-Узеньской тектонической ступени, прилегающих к ней с юга районах Жазгурлинской депрессии и в юго-восточной части Песчаномыско-Ракущечной зоны поднятий. В разрезе ведущая роль принадлежит грубообломочному материалу грауваккового и граувакко-аркозового состава [В.И. Попков, И.В. Попков, 2019б]. В районах отсутствие в разрезе отложений верхнего структурного яруса на более древних породах фундамента залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием разновозрастные отложения триаса. Пестроцветные

континентальные отложения нижнего триаса, если они присутствуют в разрезе, уменьшаются в мощности до первых десятков метров. В их основании находится базальная пачка с грубообломочным материалом подстилающих магматических и метаморфических пород.

Таким образом, полученные материалы указывают на то, что на западе Южно-Мангышлакского прогиба существовало крупное погребенное поднятие, служившее источником обломочного материала в конце карбона – перми [В.И. Попков, И.В. Попков, 2023]. Очевидно, что часть палеоподнятия продолжала оставаться областью размыва и в более позднее время, что привело к накоплению по ее периферии карбонатно-терригенной толщи, содержащей аркозовые, олигомиктовые и полимиктовые песчаники. Полное отсутствие на некоторых площадях (Оймаша, Жага, Жантанат) нижнетриасовых отложений указывает на то, что палеосуша в отдельных местах существовала вплоть до момента накопления среднетриасовой вулканогенно-доломитовой толщи.

Выводы. В составе триасовой вулканогенно-карбонатной нефтегазоносной формации Южно-Мангышлакского прогиба, в которой нефтегазовые коллекторы имеют вторичный (эпигенетичный) характер, выделяется карбонатно-терригенная толща, сохранившая первичные емкостно-фильтрационные свойства пород. Этому способствовало присутствие в ее составе пластов аркозовых песчаников. Жесткий минеральный каркас песчаников, обусловленный высоким процентным содержанием кварцевых зерен, а также спецификой аутигенных минеральных образований, создали благоприятные условия для сохранения первичных пор.

К горизонтам аркозовых песчаников приурочены промышленные залежи УВ, что обусловило необходимость восстановления условий их формирования и прогноза площадного распространения. Установлено, что в позднем палеозое – раннем триасе в западной части современного Южно-Мангышлакского прогиба существовало обширное палеоподнятия, являвшееся поставщиком обломочного материала, включая аркозы. Периферические районы древней суши, где происходило его накопление, заслуживают повышенное внимание при проведении геологоразведочных работ на нефть и газ.

Полученные материалы могут представлять интерес при определении условий формирования коллекторов и скоплений углеводородов в триасовых отложениях и в других районах Скифско-Туранской платформы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

- Коростышевский М.Н., Кузнецов В.В. Строение продуктивной толщи в триасовых отложениях на Южном Мангышлаке // Разведка нефтяных месторождений Мангышлака. Грозный: СевКавНИПИнефть, 1979. С. 9–14.
- Кузнецов В.В., Проняков В.А., Инюткина А.В., Вандюк В.П., Котов В.П. Нефтегазовые коллекторы продуктивных триасовых отложений Южного Мангышлака // Оценка параметров карбонатных коллекторов и геометризация залежей нефти в различных геотектонических условиях на территории СССР. Пермь, 1978. С. 36–37.
- Попков В.И., Ларичев В.В., Попков И.В. Структура глубокопогруженных комплексов осадочных бассейнов: гидрогеологические аномалии и нефтегазоносность как следствие внедрения глубинных флюидов (на примере месторождений Южного Мангышлака) // Геотектоника. 2023. № 3. С. 41–66.
- Попков В.И., Попков И.В. Сегендыкско-Песчаномыское позднепалеозойско-раннетриасовое погребенное поднятие Южно-Мангышлакского прогиба и его нефтегеологическое значение // Нефтяная провинция. 2023. № 3(35). С. 1–17.
- Попков В.И., Попков И.В. Состав и постдиагенетические преобразования отложений нижнего структурного яруса палеозоя запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019а. № 4(75). С. 67–77.
- Попков В.И., Попков И.В. Структурно-формационная характеристика верхнепалеозойских отложений запада Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2019б. № 4(75). С. 9–17.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Попков И.В.

Кубанский государственный университет, г. Краснодар, e-mail: geoskubsu@mail.ru

Разрез триаса запада Западного Предкавказья сложен терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными отложениями. Породы дислоцированы, претерпели значительные постседиментационные изменения, приведшими к значительной утрате ими первичных емкостно-фильтрационных свойств. В этих условиях первоочередной интерес представляют карбонатные отложения, легко поддающиеся под воздействием агрессивных флюидов выщелачиванию и кавернообразованию. Кроме того, изучение палеогеографической обстановки их накопления указывает на возможность обнаружения рифогенных построек [Попков и др., 2020; Чаицкий и др., 2020].

В частности, представляют несомненный практический интерес известняки и доломиты великовечненской свиты верхнего триаса. В некоторых скважинах была получена пластовая вода дебитом 200–450 м³/сут (скв. 901, 990, 995 Краснодагестанские). В скважинах 11, 14, 15 на Великой площади из верхнего триаса были получены притоки пластовой воды с предельным газонасыщением, а в скважине 9 – притоки газа и воды (48 и 850 м³/сут, соответственно). На Граничной площади скважины вскрыли органогенно-обломочные известняки с высокой пористостью и содержащие промышленные запасы газа. При проводке некоторых скважин происходило интенсивное поглощение глинистого раствора, из-за чего нередко прекращалось бурение. В других скважинах в процессе бурения отмечался провал бурового инструмента. Эти факты могут свидетельствовать о высокой кавернозности известняков.

Имеющиеся данные свидетельствуют о локальном характере развития высоких емкостных свойствах карбонатных пород. В то же время по данным лабораторных исследований пористость доломитизированных известняков составляет 2.7–4.4%, проницаемость (по трещинам) – до 0.00017 мкм², массивных трещиноватых известняков и мергелей – 9% и 0.017 мкм² соответственно [Чаицкий и др., 2020].

В Западном Предкавказье триас перекрывается обычно нижним мелом, к базальным слоям которого приурочены многочисленные газоконденсатные месторождения, которые могли быть сформированы в результате миграции из подстилающих отложений. На Староминском, Ленинградском, Крыловском, Челбасском и Каневском месторождениях при опробованиях триаса были получены промышленные притоки газа из анизийского, карнийского и норийского ярусов, сложенных аргиллитами, песчаниками, реже дацитами. Считалось, что на этих месторождениях в сводах нижнемеловых структур вместе с апт-альбскими отложениями газоносными являются и подстилающие их трещинные коллекторы триаса, образовавшие единую залежь массивного типа [Крылов и др., 1981]. В качестве доказательства перетока углеводородов из отложений нижнего мела в триасовые приводились данные по составам газов и конденсатов продуктивных горизонтов, а интервалы опробования триаса находились выше ГВК нижнемеловых залежей. Однако имеются примеры получения на ряде площадей притоков газа из отложений триаса ниже ГВК нижнемеловых залежей. Кроме того, установлены случаи значительного превышения начального пластового давления триасовых залежей по отношению к нижнемеловым на 40–50 атм [Аладатов, 1966], что указывает на наличие в триасовых отложениях исследуемой территории самостоятельных промышленных скоплений газа.

Первичные емкостно-фильтрационные свойства триасовых отложений Западного Предкавказья крайне низкие. Тем не менее, в них возможно формирование высокеемких коллекторов в карбонатных толщах, так как они, находясь в жестких термобарических условиях, типичных для триасового разреза, в большей степени подвержены процессам формирования вторичной емкости в результате трещиноватости, выщелачивания, доломитизации и других процессов. Поэтому основной особенностью распространения коллекторов является приуроченность наиболее проницаемых разностей к достаточно ограниченным, локальным участкам повышенной флюидопроводимости.

Накопленный опыт геологоразведочных работ в других регионах Скифско-Туранской плиты показывает, что горизонты и комплексы пород-коллекторов в триасовом разрезе отличаются значительной неоднородностью по проницаемым свойствам в латеральном направлении [Попков и др., 2023а–в]. Эта неоднородность проявляется уже на ранних стадиях седиментогенеза и диагенеза и значительно усиливается при катагенетических преобразованиях. В этой ситуации, как в плане, так и в разрезе формируются флюидоупорные или полуфлюидоупорные участки, сильно затрудняющие латеральную проводимость пластов, в связи с чем зоны коллекторов приобретают “островной” (пятнистый) характер, а в гидродинамическом отношении образуются латерально-изолированные или весьма трудно сообщающиеся системы. Даже в пределах отдельных структур для одного и того же пласта отмечены кратные вариации пористости на небольших расстояниях.

В таких условиях внутрипластовая миграция флюидов находится в прямой зависимости от степени новейшей тектонической трещиноватости горных пород. Учитывая “очаговый” характер распространения участков повышенной трещиноватости, а также анизотропию проницаемости трещиноватых пород (проницаемость по вертикали существенно выше, чем по латерали), формирование залежей углеводородов в этих условиях путем дальней латеральной миграции следует считать маловероятной.

Отмечается, что нефть заполняет трещины наиболее поздней генерации, а более ранние выполнены обычно вторичными минералами [Попков и др., 2023а]. Это свидетельствует о поступлении углеводородов в породы тогда, когда они уже имели низкую проницаемость, практически соответствующую современной. В пользу этого говорит и факт водонасыщенности пор матрицы. Следовательно, залежи нефти и газа в низкопроницаемых породах триаса могли сформироваться лишь путем вертикальной миграции по трещинам и разрывам. Вертикальная миграция флюидов способствует развитию дополнительных пустот за счет процессов выщелачивания и растворения.

Повышенная трещинная и каверновая емкость в таких зонах создает то полезное пространство, которое при благоприятных условиях может служить вмещителем крупных скоплений углеводородов. Залежи нефти и газа во вторичных коллекторах триаса, контролируемые зонами новейшей тектонической трещиноватости, могут занимать любое положение относительно локальных поднятий. Тем самым теряется поисковое значение последних как ловушек углеводородов, равно как и ведущая роль структурного (наличие антиклинали) фактора в геометризации залежей. Разведка таких залежей требует новых методических разработок. Поисково-разведочные работы в этих зонах должны ориентироваться не только и не столько на антиклинальные структурные формы, сколько на зоны повышенной тектонической трещиноватости [Паламарь и др., 1985].

Большой практический интерес в Западном Предкавказье могут представлять биогермные постройки. Их наличие установлено на Северном Кавказе. Ходзинская свита является возрастным аналогом великовечненской свиты. Сложена непрерывно накапливавшимися известняками, полная мощность которых достигает 400 м. В нижней части разреза свиты слоистые известняки переходят в массивные рифовые, образованные кораллами и брахиоподами. На отдельных участках они доломитизированы [Чаицкий и др., 2020].

На ряде площадей в составе норийских карбонатных образований выделяются фронтальные отложения барьерных рифов – терригенные и обломочные известковые породы, образовавшиеся в верхней части континентального склона, у основания рифогенных построек [Попков и др., 2020]. Присутствуют и отложения тыловых образований барьерных рифов, которые представлены, в основном, органогенно-детритовыми и разнозернистыми известняками и доломитами. Проницаемые разности здесь представлены коллекторами трещинно-кавернозного типа.

Предполагаемый ареал распространения рифогенных известняков верхнего триаса, в пределах которого прогнозируются седиментационно-стратиграфические ловушки углеводородов с литологическим ограничением биогенных выступов, прослеживается в виде узкой полосы (3–5 км) с юго-востока на северо-запад на расстоянии более 150 км. В тектоническом отношении она приурочена к западным периклиналям Адыгейского выступа и Березанского вала, южному склону Каневского вала, а также части Тимашевской ступени.

Выводы. Детальное изучение отложений триаса Западного Предкавказья свидетельствуют о том, что в процессе глубоких литогенетических преобразований они практически полностью

утратили свой начальный коллекторский потенциал. Однако, анализ результатов опробований отложений в скважинах свидетельствует о возможности формирования в этом комплексе самостоятельных газовых залежей. Наибольший практический интерес представляют карбонатные породы. Морфология резервуаров в низкопроницаемых отложениях в значительной степени будет контролироваться участками развития вторичных коллекторов, связанных с зонами новейшей тектонической трещиноватости.

Таким образом, карбонатные отложения триаса могут рассматриваться как перспективный нефтегазоносный комплекс с установленными газопроявлениями и неустановленной промышленной нефтегазоносностью. Для уточнения границ их площадного распространения, выяснения особенностей внутренней структуры необходимо проведение дополнительных сейсмических исследований.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

- Аладатов Г.М.* Новые данные о газоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье // Геология нефти и газа. 1966. № 5. С. 18–23.
- Бахтин М.И.* Рекомендации по изучению триасовых отложений в южной части Березанского вала и Адыгейского выступа. Ставрополь: СевКавНИПИГаз, 1996. 23 с.
- Крылов Н.А., Летавин А.И., Оруджева Д.С., Запивалов Н.П., Копылов Н.Т.* Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений молодых платформ. М.: Наука, 1981. 168 с.
- 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 // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1985. № 3. С. 107–110.
- Попков В.И., Ларичев В.В., Попков И.В.* Строение и условия формирования резервуаров нефти и газа в триасовых отложениях Южного Мангышлака // Нефтяная провинция. 2023а. № 2(34). С. 47–66.
- Попков В.И., Попков И.В., Дементьева И.Е.* Роль глубинных флюидов в формировании резервуаров углеводородов в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы // Геология. Изв. Отд. наук о Земле и природных ресурсов. 2023б. № 4. С. 99–112.
- Попков В.И., Попков И.В., Ларичев В.В.* Условия локализации скоплений углеводородов в доюрском разрезе Скифско-Туранской платформы // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. 13. М.: ИИЕТ РАН, 2023в. С. 164–169.
- Попков В.И., Чаицкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/2020/13_2020.html
- Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Триас Северного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2(77). С. 11–21.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, СТРОЕНИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ТОЛЩИ НИЗОВЬЕВ р. ЛЕНЫ

Попов А.Ю., Никитенко Б.Л.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru*

В рамках продолжающихся комплексных исследований северных территорий Средней Сибири был изучен новый разрез одной из скважин, вскрывшей юру и нижнюю часть мела в низовьях р. Лены вблизи восточного склона Оленекского поднятия. Подробное описание разреза и опробование выполнены авторами в результате экспедиционных работ. Мощность исследуемого интервала составляет 40 м. Посредством оптической микроскопии изучены 25 шлифов глинисто-алевритовых и песчаных пород. Для 7 глинисто-алевритовых образцов методом рентгеновской дифрактометрии определен минеральный состав вещества. Литогеохимические исследования выполнены на основе данных содержания петрогенных оксидов (23 образца). Аналитические данные были получены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН. Расчленение и стратификация разреза выполнены лито- и биостратиграфическими методами. Установлено, что глинисто-алевритовая часть разреза с базальным гравийно-галечным пластом в основании соответствует буолкалахской, а алеврито-песчаная – кигильхской свите [Государственная..., 2013].

В основании буолкалахской свиты наблюдается характерный конгломератовый слой, с постепенным переходом в алевролит глинистый, гравийно-галечный общей мощностью до 1.5 м, который с резким размывом залегает на горизонтальном, до слабоволнистого, переслаивании алевролита и аргиллита чекуровской свиты. Вышележащие 10 м представлены алевролитами крупно-мелкозернистыми в разной степени глинистыми, до алевро-аргиллитов, с более грубозернистыми прослоями, обуславливающими неравномерную горизонтальную слоистость. Для пород характерны зеленовато-серые оттенки. Постоянны различные макрофаунистические остатки, нередко в виде детрита, в том числе остатки раковин двустворчатых моллюсков, ростры и онихиты белемнитов. Присутствуют трубки дендалиума, пиритизированные остатки высших водорослей, мелкий углефицированный растительный детрит. В этом интервале встречены микрофоссилии характерные для верхов волжского яруса – бореального берриаса. Неравномерно проявлена слабая биотурбация преимущественно горизонтальными следами жизнедеятельности. Для верхних 2.5 м свиты характерно наличие глауконитовых глобул общей долей от первых процентов до 10%.

Петрографический анализ показал, что в составе обломочной части преобладают кварц и полевые шпаты, составляющие в среднем по 35–40%. Последние представлены преимущественно калиевыми разновидностями, плагиоклазы относительно редки (до 10% обломков). Доля обломков пород составляет в среднем 15%, они представлены эффузивами кислого-среднего состава, карбонатными и глинистыми породами, реже хлоритизированными неидентифицируемыми обломками, единичными слюдистыми сланцами. Также постоянно присутствует обломочная слюда (10%), представленная биотитом, реже мусковитом. Среди богатого акцессорного комплекса характерны сфен и минералы эпидот-цоизитовой группы, встречаются апатит, циркон, единичный гранат. В качестве аутигенных компонентов развивается пирит (1–3%), периодически проявляются поровые выделения кальцита (до 1–2%).

По данным рентгенофазового анализа глинистое вещество, доля которого варьирует от 30 до 50%, сложено трудно разделимым агрегатом диоктаэдрической слюды мусковитового типа $2M_1$ и крайне неупорядоченным иллит-сметтитом (порядка 65% глинистой части), а также железисто-магнезиальным хлоритом (до 35%).

Анализ содержания в породах породообразующих оксидов показал, что для буолкалахской свиты характерны достаточно выдержанные значения долей SiO_2 (55–60%), Al_2O_3 (15–17%), $Fe_2O_{3\text{общ}}$ (5–8%), MnO (0.5–0.6%), MgO (2.5–3.5%) и K_2O (3.0–3.5%). Фиксируются слабые изменения в содержании TiO_2 (0.7–1.0%), Ca (1.5–3.0%), Na_2O (1.5–3.0%), P_2O_5 (0.1–0.5%) и общее снижение доли SO_3 (от 0.8 до 0.2%). Анализ петрохимических модулей [Юдович, Кетрис, 2000] позволил

охарактеризовать породы как сиаллиты (отчасти псевдосиаллиты при MgO более 3%) нормально железистые, нормально титанистые и нормально щелочные.

Залегающая выше без фиксируемого существенного размыва нижняя часть кигиляхской свиты (28 м) сложена песчаниками преимущественно мелкозернистыми, послойно в разной степени алевритистыми. В основании наблюдается маломощный интервал (до 0.5 м) слабоволнистого переслаивания аргиллита и песчаника. Фиксируется общее увеличение доли алевритовой примеси в песчаниках вверх по разрезу. Породы характеризуются светло-серовато-зелеными оттенками. Наблюдается неравномерная часто слабо выраженная пологокосая слоистость, обусловленная прерывистыми намывами тонкого углисто-глинистого материала и разноразмерного растительного детрита. В нижней изученной половине свиты присутствуют раковинный детрит, в том числе раковин двустворчатых моллюсков. Встреченная микрофауна характерна для верхов бореального берриаса – низов нижнего валанжина. Там же наблюдается слой (1.7 м) линзовидно-волнистого переслаивания алевролита и алевропесчаника, подверженный неравномерной биотурбации. В верхней части возрастает количество и размер растительного детрита. По свите фиксируются несколько уровней интенсивной кальцитизации мощностью 0.7–1.8 м.

Петрографический анализ показал, что песчаники относятся к аркозам и граувакковым аркозам [Шутов, 1967]. Обломки характеризуются невысокой степенью окатанности и низкой сортировкой. В их составе преобладают полевые шпаты (50–55% обломочной части), представленные преимущественно калиевыми разновидностями, кварц составляет 25–30%. Обломки пород (порядка 10%) представлены преимущественно эффузивами среднего, реже кислого состава, глинистыми и алевритовыми породами, редкими слюдястыми сланцами, неидентифицированными хлоритизированными обломками, единичными карбонатными породами. Присутствует значительное количество обломочной слюды (от 10 до 20%) – преимущественно биотит, реже мусковит. Аксессуарный комплекс унаследован от буолкалахской свиты и представлен минералами эпидот-цоизитовой группы, сфеном, цирконом, апатитом, гранатом. Постоянно отмечается поровый глинистый материал (5–10%), редко проявляется кальцитовый и сидеритовый цемент (до 1%). Единичный аутигенный пирит встречен лишь в нижних слоях свиты.

Анализ содержания в породах кигиляхской свиты породообразующих оксидов показал определенные отличия от пород буолкалахской свиты. В них при выдержанных значениях Al_2O_3 (14–16%), $Fe_2O_{3\text{общ}}$ (5%), MgO (2%), K_2O (3.5%), CaO (1.5–2.0%) и P_2O_5 (0.2–0.25%), фиксируется некоторое постепенное увеличение долей SiO_2 (65%) и Na_2O (3.5–4.0%), постепенное снижение долей TiO_2 (от 0.8 до 0.5%) и SO_3 (от 2.5 до менее 0.03%) и вариации в содержании MnO (0.35–0.65%). Значения петрохимических модулей классифицируют породы, как миосиллиты и гипосиаллиты также нормально железистые, нормально титанистые и нормально щелочные.

Полученные послойные минералого-петрографические и литохимические характеристики толщи позволили сделать некоторые выводы об условиях ее формирования и получить представление об основных источниках сноса. Структурно-текстурные особенности пород буолкалахской свиты позволяют интерпретировать их, как сформировавшиеся в обстановках переходной зоны побережья и нижней части предфронтальной зоны пляжа в условиях периодического воздействия волн при невысоком темпе поступления осадочного материала в бассейн. Отложения кигиляхской свиты были интерпретированы, как сформировавшиеся преимущественно в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа и пляжа с комбинированным волновым и приливно-отливным воздействием на осадок. В верхней изученной части свиты фиксируется постепенное смещение обстановок в сторону прибрежно-континентальных. Преобладание в обломочной части слабо окатанных зерен и низкая степень сортировки обломочного материала со значительной долей глинистого вещества указывают на отсутствие высокоэнергетического фактора осадконакопления и близость основного источника сноса.

Расположения фигуративных точек пород на генетической факторной диаграмме Розера-Корша [Roser, Korsch, 1988], характеризующей состав материнских толщ, указывают на то, что при формировании буолкалахской свиты размывались богатые кварцем осадки. Фигуративные точки пород кигиляхской свиты сосредоточились на границе полей богатых кварцем осадков и пород кислого состава. Кроме того, повышенные значения содержания MgO в породах буолкалахской

свите могут свидетельствовать о присутствии в них продуктов разрушения вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород.

Также было установлено, что изученные породы характеризуются в целом выдержанными показателями индекса химического выветривания (CIA) [Nessbit, Young, 1982], которые составляют в среднем 57, что может свидетельствовать об умеренном химическом выветривании пород в источниках сноса. Об этом говорит и невысокое содержание в породах продуктов гидролиза (гидролизатный модуль). Примечательно, что полученные значения несколько ниже установленных ранее для разновозрастных толщ в районе нижнего течения р. Анабар и Анабарского залива [Пещевицкая и др., 2022; Попов и др., 2023], которые колеблются в среднем от 64 до 73. Это, вероятно, обусловлено более высокоширотным расположением рассматриваемой территории относительно указанных в верхнеюрско-раннемеловой период [Torsvik, Cocks, 2017] и, как следствие, более низкими среднегодовыми температурами, влияющими на понижение интенсивности химического выветривания материнских толщ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-17-00054, а также научно-методической поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0008).

Литература

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Сер. Анабаро-Виллойская. Л. R-51 – Джарджан. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.
- Пещевицкая Е.Б., Никитенко Б.Л., Попов А.Ю. Реконструкции палеообстановок в разрезе на р. Анабар (бат-бореальный берриас, север Сибири) по литологии, фораминиферам и палиноморфам // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 11с. С. 29–35.
- Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л. Петрографические и литохимические особенности верхней юры–низов нижнего мела п-ова Нордвик (север Средней Сибири) // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж: Цифровая полиграфия, 2023. С. 351–355.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Earth history and Palaeogeography. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2017. 317 p.

НАЛОЖЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Пустыльникова В.В., Муфтахов В.А.

Апрелевское отделение “ВНИГНИ”, г. Москва, e-mail: v.pustylnikova@vnigni.ru

Актуальность изучения гетерогенности в осадочных системах обусловлена тем, что очень часто выявленные неоднородности связаны не только с первично-осадочными условиями образования осадка и дальнейшим протеканием процессов литогенеза, но и в многообразии наложенных процессов. Наложённые процессы, не связанные с зональностью и направленностью литогенеза, часто придают разноплановые изменения осадочным породам. Иногда они значительно меняют облик пород, отдельных слоев и более мощных толщ, так как преобразуют осадочные породы до неузнаваемости: с потерей первичного химического, минерального состава, изменением структур и текстур. Данные изменения усложняют строение разрезов и, как следствие, затрудняют определение стратиграфической приуроченности изучаемых отложений, интерпретацию их генезиса. В нефтегазовой литологии важна роль наложенных процессов при изучении нефтегазоносности объектов.

В то же время наличие самой “гетерогенности”, связанной с наложенными процессами, может иметь большое практическое значение/применение: а именно – использование ее при решении таких масштабных задач, как формационный анализ, палеотектонические и геодинамические реконструкции, интерпретация сейсмических материалов, бассейновое моделирование и восстановление истории геологического развития. Помогает она и в решении практических задач, таких как расчленение, корреляция и стратификация разреза, увязка керна и ГИС, построение петрофизических моделей, реконструкция палеогеографических обстановок, прогноз неоднородности коллекторских характеристик и мн. др.

Подходы к типизации/классификации наложенных процессов в первую очередь требуют выбора однозначного критерия. Некоторыми исследователями наложенные процессы были охарактеризованы на основе тектонического принципа и в соответствии с ним типизированы [Сергеева, 2004], а также подразделены на два типа: региональные (разной интенсивности) и локальные (контактово-магматические, гидротермально-метасоматические, катакластические, деформационные и др.). Большая часть выше перечисленных наложенных процессов подразумевает воздействие их на уже литифицированные осадочные породы.

Поэтому отдельно была выделена группа процессов, порождаемых гидротермами разного рода, генетически и геохимически чуждыми осадочным образованиям, находящимся в стадии седиментогенеза или диагенеза [Сергеева, 2004]. То есть в случаях, когда гидротермальные растворы (или другие агенты) воздействуют на неуплотненный осадок. К этой же группе можно отнести и синхронное/сингенетичное отложение взаимно преобразованных эффузивных (метасоматитов) и осадочных пород в едином осадочном бассейне. Также, как и влияние углеводородных нефтяных и газовых флюидов на геохимию бассейна осадконакопления и на аккумулярованный осадок. Действия грязевых вулканов и пр.

Отдельной группой можно выделить гипергенно-метасоматические породы, сформированные в зоне гипергенеза, образование которых обусловлено химическим воздействием на породы фильтрующимися сквозь них низкотемпературными растворами, независимо от их происхождения. Обычно гипергенно-метасоматические преобразования рассматриваются как самостоятельный петрогенетический процесс – гипергенез совокупность процессов химического и физического преобразования вещества (минерала, породы) в верхних частях земной коры и на ее поверхности (при низких температурах) под действием атмосферы, гидросферы и живых организмов [Неволин, Сычкина, 2019]. Внутриформационное выветривание осадочных пород, особенно фациально приуроченных к континентальным и континентально-прибрежным фациям, часто перемежается с осадочным процессом. Это тоже в значительной степени увеличивает гетерогенность разреза как за счет изменения строения/мощностей (эрозия, снос), состава (глинизация, выщелачивание),

структуры (пелитизация, брекчирование, карстование), так и за счет неравномерности воздействия (импульсивность, различная длительность и интенсивность). Погружение кор выветривания и захоронение их под вышелегающими осадками с последующими инфильтрационными процессами, изменяющими их состав, а также следующим циклом литогенеза с образованием палеотипных разностей, предопределяет их полигенность и неоднозначную типизацию наложенных процессов.

Многочисленные варианты и комбинации, длительность, направленность и интенсивность перечисленных процессов, протекающих в недрах осадочной оболочки земли, порой ставят практически неразрешимые задачи не только при формационном анализе и палеотектонических реконструкциях, прогнозе нефтегазоносности или рудопроявлений, но и просто при определении состава и генезиса исследуемых толщ.

Примерами влияния описанных выше процессов могут послужить многочисленные варианты скарнов. Скарн – это метасоматическая горная порода, возникающая на контакте карбонатных (осадочных) и силикатных пород (интрузивных) путем их химического взаимодействия при переносе компонентов высокотемпературными растворами. В качестве одного из таких примеров послужили скарны, отобранные в процессе проведения полевых работ по объекту озеро Баселак – бассейн реки Амбардах из карбонатно-терригенных разрезов юктинской свиты девонского возраста (полевые материалы предоставлены А.Н. Обуховым, А.М. Кирсановым). Поскольку последние в районе Енисей-Хатангского регионального прогиба содержат потенциально нефтегазоматеринские толщи, то особое внимание при отборе образцов и полевых исследованиях было уделено литотипам с темной окраской. Результаты геохимических исследований [Обухов и др., 2024] показали в изученных образцах фоновые значения содержания органического вещества (значения ТОС составили от 0.05 до 0.1 мас. %). Перед литологами возникла задача – выяснить источник черной окраски, определить состав и генезис как самих темных включений, так и пород их содержащих. При детальном изучении петрографического (оптико-микроскопическое изучение пород в шлифах) и минерального состава (РФА, РЭМ) была выявлена ассоциация новообразованных и вторичных минералов (форстерит, лизардит, шпинель, апатит, хлорит, гематит, пирит и пр.). Предложена версия и стадийность образования пород, в данном случае – скарнов, образованных на контакте карбонатов и интрузий основного/среднего состава. Источником черного (темно-серого) цвета в породах служат агрегаты биотит/флогопитового состава, в различной степени хлоритизированные, серого и темно-серого цвета и развитая по ним шпинель (практически черного цвета, редко слабо просвечивающая коричневым цветом). Данные агрегаты придают породе послойно темный до черного оттенок.

Еще одним примером пород, имеющих сходство по внешним признакам с условно нефтематеринскими, обогащенными органическим веществом (ОВ), могут служить породы из разреза малыкайской свиты среднего кембрия Канандинской параметрической скважины 278, пробуренной в Илимпейском районе Красноярского края Восточной Сибири [Пустыльников, 2023]. В данном разрезе представлено сложное переслаивание метасоматически измененных эффузивных пород (предположительно щелочно-основного состава) в разной степени карбонатизированных и карбонатных пород (представителей бассейна седиментации). В породах участками отмечается ожелезнение в виде кружевных и пятнистых образований, имеющих при макроскопическом описании большое сходство с текстурами микробийной природы (так как они также имеют черный, реже буроватый, цвет). Учитывая карбонатную (кальцитовую) примесь в составе и бурную реакцию с соляной кислотой, данные породы вполне можно принять за микробийные карбонаты, обогащенные ОВ. Только дальнейшие исследования в лабораторных условиях (петрографический анализ, РФА) уточнили состав пород и выявили их исходный эффузивный генезис и синхронное с осадочными породами образование.

Иногда приходится иметь дело с породами, пережившими процессы воздымания (складчатости), гипергенеза в субэраляльных условиях, а затем снова погружения и перекрытия осадками более позднего возраста. Примерами данного типа могут служить карбонатные породы рифейского возраста, прокастованные в период предвендского перерыва, а затем погруженные под венд-кембрийскими толщами. Данные карбонаты послужили коллекторами сложного типа для

Юрубчено-Тохомского нефтегазоконденсатного месторождения, которое расположено в пределах Байkitской нефтегазоносной области (Эвенкийский автономный округ, Восточная Сибирь).

Аналогичный пример литологической неоднородности в разрезе, только связанный с внутриформационным перерывом в осадконакоплении и карстованием пород, можно привести из разреза недавно пробуренной параметрической скважины Северо-Кетская 1 (Енисейский район, Красноярский край, Восточная Сибирь). Правда, процессам карстования (трещиноватости и брекчирования) в данном случае были подвергнуты породы кембрийского возраста, перерыв в осадкообразовании (возраст гипергенеза) также приурочен к кембрийскому периоду. Из зон повышенной кавернозности и трещиноватости (карстование, брекчирование) при испытаниях пласта был получен приток газа.

В разрезе параметрической скважины Заозерная 1 (Карабашская зона, Западная Сибирь) вскрыты образования Доюрского комплекса (ДЮК), возраст которого пока еще уточняется. Разрез ДЮК представлен вулканитами среднекислого состава (туфы и лавы риолитов/риодацитов). Верхняя часть разреза представлена риодацитами гипергенно-, палеотипно- и метасоматически измененными, послонно карбонатизированными (доломитизация, сидеритизация, кальцитизация). Время развития карбонатизации в пред- или юрское время (в период накопления осадочных отложений тюменской свиты?), пока не известно. Является ли карбонатизация пород результатом инфильтрационных процессов или она указывает на время карбонатакопления в бассейне седиментации – тоже пока не известно.

Описанные примеры демонстрируют лишь малую часть проявлений наложенных процессов в осадочных толщах и влияние их на интерпретацию генезиса пород, нефтематеринских и коллекторских характеристик. Количество разнообразных примеров наложенных процессов со временем пополняется, а их типизация требует постоянной актуализации.

Литература

- Неволин А.П., Сычкина Е.Н. Инженерная геология. Горные породы (термины и определения). Пермь: Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. ун-та, 2019. 510 с.
- Обухов А.Н., Роот Д.В., Кирсанов А.М., Каламбаров С.Л., Солтан И.С., Петров А.Л. Результаты геологического изучения северо-восточной окраины плато Путорана // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024 / Мат-лы совещ. М., С. 52–55.
- Пустьльникова В.В. Сингенетичное осадкообразование сульфатно-карбонатных толщ с подводными эффузивами трахибазальтового состава, их метасоматоз и вторичные изменения на примере кембрийского разреза параметрической скважины Канандинская 278 Восточной Сибири // Пустоваловские чтения 2022 / Ма-лы традиц. конф., посвящ. 120-летию Леонида Васильевича Пустовалова. М.: РГУ нефти и газа (НИУ), 2022. С. 113–115. <https://elibrary.ru/item.asp?id=50459299>
- Пустьльникова В.В. Состав и строение доюрского комплекса, вскрытого скважиной Заозерная 1 (ХМАО-ЮГРА) // Экзолит – 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное: Годичное собрание (научные чтения), посвящ. 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова / Сб. науч. мат-лов. Секция осадочных пород МОИП, кафедра нефтегазовой седиментологии и морской геологии МГУ имени М.В. Ломоносова, Геофизический центр РАН; под ред. Ю.В. Ростовцевой. М.: МАКС Пресс, 2023. С. 150–154. <https://doi.org/10.29003/m3432.exolith-2023>
- Сергеева Э.И. Эпигенез осадочных пород. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2004. 152 с.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЯЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Розбаева Г.Л.¹, Храмцова А.В.¹, Маринов В.А.¹, Рогов М.А.^{2,3}

¹ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: GLRozbaeva@tnnc.rosneft.ru

²ООО “Арктический научный центр”, г. Москва, e-mail: MA_Rogov@rn-anc.ru

³Геологический институт РАН, г. Москва

В северной части Западной Сибири, в районе распространения гольчихинской и яновстанской свит, выделение реперных границ в пограничном интервале юры и мела затруднено по геофизическим исследованиям скважин и по макроописанию керна в связи с нечетким, постепенным переходом подачимовских аргиллитов в аргиллиты яновстанской/гольчихинской свит и невысокими значениями в них радиоактивных элементов. Только в результате комплексных исследований с использованием биостратиграфических, литологических и геохимических методов можно достаточно надежно диагностировать границы нефтегазоносных комплексов, горизонтов и свит. Установление кровли яновстанской/гольчихинской свит является актуальной задачей при корреляции разрезов скважин, поскольку позволяет исключить глинистые отложения из разреза нижнемеловых клиноформ и увеличить точность прогноза ачимовских песчаников.

Результаты работ базируются на данных исследований керна пограничных отложений юры и мела суммарной мощностью 59 м скважины, расположенной в северной части Западной Сибири на стыке двух структурно-фациальных районов – Ямало-Гыданского и Енисей-Хатангского [Решение..., 1991]. Выполнены биостратиграфические исследования (49 образцов), комплекс литологических исследований и анализ результатов геофизических исследований скважин (ГИС).

Согласно региональной стратиграфической схеме [Решение..., 1991] верхнюю границу гольчихинской и яновстанской свит проводят в нижней части зоны *Nectoroceras kochi* рязанского яруса. Следует отметить, что на удалении от палеоподнятий, в пониженных участках рельефа рязанский ярус может сохраниться в полном объеме или не накапливаться, по направлению к палеоподнятиям их мощность сокращается, отложения рязанского, верхнеюрского и среднеюрского возраста могут быть частично или полностью уничтожены в результате размыва [Розбаева и др., 2022].

Литология и геохимия

Рязанский ярус представлен глинами аргиллитоподобными алевритистыми до алевритовых, алевролитами мелкозернистыми глинистыми от темно-серых до черных с примесью пеплового материала, с органическим веществом, с прослоями (до 6–10 см) и конкрециями глинисто-карбонатных и фосфатно-карбонатных пород. Глины аргиллитоподобные от темно-серых до черных микрослоистые, участками интенсивно биотурбированные (*Chondrites*, *Phycosiphon*, *Helminthopsis*), встречаются включения раковинного детрита и отпечатки двустворок *Bichia* и *Inoceramus* (рис. 1). Карбонатные конкреции содержат мелкие субвертикальные трещины, наблюдаются реликты радиолярий. По всему охарактеризованному керновому разрезу в глинах аргиллитоподобных встречаются редкие кристаллокласты кварца с остроугольными, игольчатыми, вогнутыми и оплавленными границами и реликтовые витрокласты, которые свидетельствуют о привносе пирокластического материала в Западносибирский бассейн, предположительно, из Верхояно-Чукотской складчатой области, Земля Франса Иосифа [Панченко и др., 2021]. Фемический модуль не превышает 0.17. Среди глинистых минералов преобладают гидрослюды (43–63%), наблюдается достаточно высокое содержание хлорита (19–48%) и смешаннослойных минералов (9–25%) с небольшими колебаниями по разрезу.

По литологическим и геохимическим признакам с учетом возрастных датировок и комплекса ГИС в разрезе скважины X Новоогненной площади выделяются волжский и рязанский ярусы, в пределах рязанского яруса установлены две аммонитовые зоны: *Surites analogus* (K_1r^3) и *Nectoroceras kochi* (K_1r^2), которые позволили обосновать возраст кровли гольчихинской свиты (см. рис. 1).

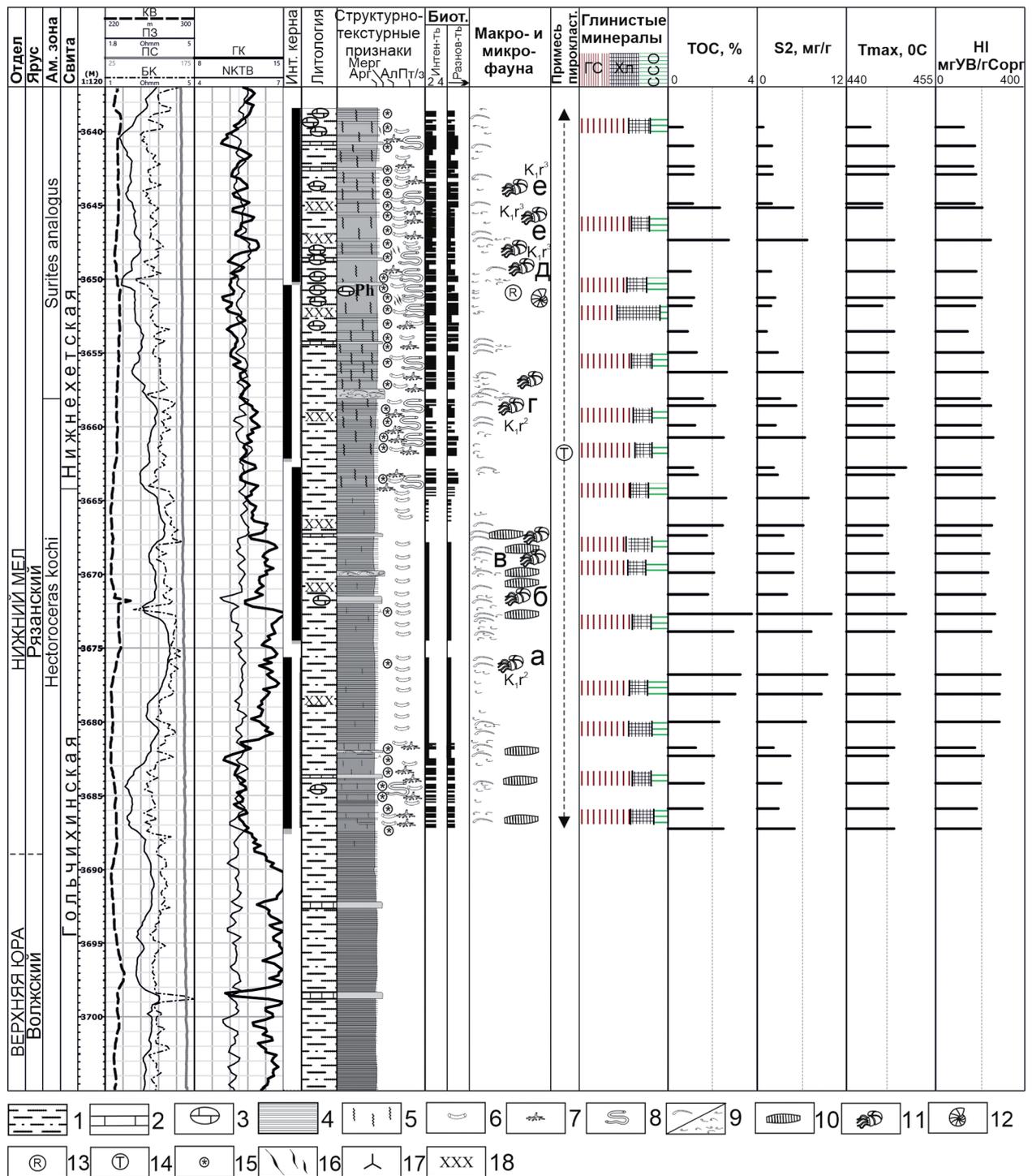


Рис. 1. Каротажные, литологические и пиролизические признаки для выделения стратиграфических горизонтов и свит по скважине X Новоозенной площади (север Западной Сибири).

Литология: 1 – аргиллиты алевритовые; 2 – глинисто-карбонатные прослои; 3 – глинисто-карбонатные и фосфатно-карбонатные нодулы, конкреции. Текстуры: 4 – микрослоистая; 5 – биотурбационная; Иchnofossils: 6 – *Phycosiphon*; 7 – *Chondrites*; 8 – *Helminthopsis*. Фауна: 9 – раковинный детрит, двустворки *Buchia*; 10 – *Inoceramus*; 11 – аммониты: а – *Hectoroceras kochi* Spath, ? *Praetollia* sp.ind., *Borealites* cf. *antiquus* (Jeletz.), K_1r^2 , б – *Borealites* sp. K_1r^2 , в – *Hectoroceras kochi* Spath K_1r^2 , г – *Hectoroceras kochi* Spath, *Borealites* cf. *antiquus* (Jeletz.) K_1r^2 , д – *Surites* cf. *subanalogus* Schulgina, е – *Surites spasskensis* sensu Schulgina, K_1r^3 ; 12 – фораминиферы; 13 – реликты радиолярий. Примеси и прочие признаки: 14 – примесь пирокластического материала; 15 – стяжения пирита; 16 – литогенетические трещины; 17 – трещины, залеченные кальцитом; 18 – пирокластический материал, установленный в шлифах. Глинистые минералы: Хл – хлорит; Гс – гидрослюда; ССО – смешаннослойные минералы. Результаты пиролиза: Тос – рассеянное органическое вещество, %; S2 – углеродородный потенциал ОВ, мг УВ/г породы; Tmax – температура максимума пика S2, °C; HI – водородный индекс, мг УВ/гСорг

Граница волжского и рязанского ярусов не обоснована палеонтологически и проводится условно по небольшому увеличению значений гамма-каротажа (ГК) и сопротивления (БК). Верхневолжский подъярус представлен аргиллитами алевритовыми с маломощными прослоями глинисто-карбонатных пород. Волжский ярус представлен в керне верхней частью среднего подъяруса ($J_3v_2^5$), зоной *Praechetaites exoticus* с глубины 3728.0 м.

На границе гольчихинской и нижнехетской свит наблюдается изменение цвета аргиллитов от темно-серых до черных, скопление раковин иноцерамид, понижение интенсивности и разнообразности биотурбации (наблюдаются редкие ходы *Phycosiphon*), снижается содержание стяжений пирита и карбонатных нодулей. В верхней части гольчихинской свиты увеличиваются пиролитические характеристики (ТОС до 2.26%, S2 – 7.2–10.0 мг УВ/г породы, НІ – 266–290 мгУВ/гСорг), РОВ соответствует II-III типу керогена, способно к генерации как газовых, так и нефтяных углеводородов.

Уровень в нижней части нижнехетской свиты, к которому приурочены скопления двустворок, мы условно соотносим с кровлей зоны *H. kochi*. Для аргиллитов характерна повышенная биотурбация осадка, невысокая разнообразность ихнофоссилий ихнофагии *Cruziana*, многочисленные стяжения пирита, обломки раковинного детрита, примесь пирокластического материала. В карбонатных прослоях установлены реликты радиолярий.

В верхней части рязанского яруса (зона *Surites analogus*) наблюдается четкое, тонкое чередование аргиллитов микрослоистых и аргиллитов алевритовых интенсивно биотурбированных *Chondrites*, *Phycosiphon*, *Helminthopsis* ихнофагии *Cruziana*, ходы часто пиритизированы, отмечаются слои с многочисленными скоплениями двустворок *Buchia*. Пирит микрокристаллический, и в виде фрамбондов, является индикатором восстановительных условий седиментации. Интенсивность биотурбации изменяется от 0 до 4, разнообразие ихнофоссилий низкое, в связи с аноксидными условиями седиментации, пониженным содержанием пищи и освещенности. Обнаружены гаплофрагмоидидовые ассоциации фораминифер, обитавшие в обстановках относительно-глубоководной части морского бассейна с нормальной соленостью.

Следует отметить, что интервалы аргиллитов с повышенной биотурбацией характеризуются пониженными значениями пиролитических характеристик.

Биостратиграфия

На биостратиграфические исследования из керна скважины было отобрано 49 образцов. На макрофаунистический анализ отобрано 33 образца макрофауны, раковин аммонитов и двустворчатых моллюсков, из которых 6 раковин аммонитов и 17 двустворчатых моллюсков имеют сохранность, позволяющую определить вид в открытой и бинарной номенклатуре. На микрофаунистический анализ отобрано 16 образцов, в шести из них обнаружены представительные комплексы фораминифер, в трех объединенные комплексы и единичные раковины фораминифер.

Находками аммонитов, двустворчатых моллюсков и фораминифер обоснован возраст следующих интервалов (см. рис. 1).

В интервале 3640.0–3650.9 м выделена средняя часть рязанского яруса, зона *Surites analogus*. Обнаружены аммониты *Surites spasskensis* sensu Schulgina, 1972 и *Surites* cf. *subanalogus* Schulgina.

В интервале 3650.9–3676.6 м обнаружены аммониты нижней части рязанского яруса – зоны *Hectoroceras kochi*: *Hectoroceras kochi* Spath, *Praetollia* sp. ind., *Borealites* cf. *antiquus* (Jeletz.), и двустворчатые моллюски *Buchia okensis* (Pavlow), *B.* ex gr. *okensis* (Pavlow), *B.* ex gr. *unschensis* (Pavlow), *B.* sp. ind., *Inoceramus* ex gr. *golberti* Pochialaynen, *I.* ex gr. *subplanus* Zakharov et Turbina.

В интервале 3727.0–3739.0 м обнаружены аммониты верхней части средневолжского подъяруса, зоны *Praechetaites exoticus*: *Taimyrosphinctes* sp., *Praechetaites rudicostatus* (Schulgina), *P.* sp. ind.

Выводы

1. Для идентификации кровли гольчихинской/яновстанской свит в арктических районах Западной Сибири необходимо использовать комплексный анализ данных, включающих ГИС, литологические, геохимические и биостратиграфические исследования керна и результаты сейсморазведки.

2. Биостратиграфическими методами обосновано присутствие в разрезе нижней и средней части рязанского яруса, кровля гольчихинской свиты проведена в нижней части зоны *Nectoroceras kochi*, она отвечает изменению литологических и пиролитических характеристик, а также прослеживается по ГИС. Уточнение положения верхней границы гольчихинской свиты позволило исключить глинистые отложения из нижнемелового комплекса и повысить точность прогноза песчаников глубоководных конусов выноса ачимовской толщи.

3. Результаты ихнологического, палеоэкологического и седиментологического анализов рязанского яруса подтверждают их формирование в относительно глубоководном морском бассейне с нормальной соленостью.

4. Пиролитическим методом установлено, что глины аргиллитоподобные нижнехетской свиты обладают преимущественно бедным нефтегазогенерационным потенциалом. Генерационный потенциал верхней части гольчихинской свиты варьирует в пределах от бедного до хорошего, РОВ соответствует II–III типу керогена, способное генерировать как жидкие, так и газообразные УВ. Установлено, что слои аргиллитов с весьма низкой биотурбацией осадка характеризуются несколько повышенными значениями РОВ.

Литература

- Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21020051>
- Решение 5-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Объяснит. записка. Тюмень, 1991. 114 с.
- Розбаева Г.Л., Маринов В.А., Храмова А.В., Игольников А.Е., Урман О.С., Лошаченко Ю.В., Дубровина Л.А. Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба // Литосфера. 2022. Т. 22. № 3. С. 361–375. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-361-375>

ТЕКТОНИКА И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ОГРАНИЧЕНИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПАЛЕОЗОЕ

Сандула А.Н.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: sandula@geo.komisc.ru

Северо-восточное ограничение Европейского континента (западный склон Печорского Урала¹ и прилегающая к ней часть Европейской платформы) является типичным примером пассивной континентальной окраины в палеозое [Елисеев, 2008]. В палеозойских отложениях этой области А.И. Елисеевым были выделены два формационных ряда, образованных на шельфе (Елецкая зона) и батиалях (Лемвинская зона). В пределах первой из них наблюдается трехкратное повторение триады формаций из семейств фалаховых (терригенных олигомиктовых), платамовых (терригенно-карбонатных, открытоморских) и калейдовых (карбонатных, закрытоморских) [Елисеев, 1978, 2008; и др.].

Дальнейшее изучение состава, строения и условий осаднения выделенных формаций показало, что в формации из семейства калейдовых в вертикальном разрезе имеют более дробное строение [Антошкина, 2006; Сандула и др., 2013], определявшееся регулярными эвстатическими колебаниями уровня моря в результате проявления региональных тектонических событий. Кроме того, по данным анализа мощностей и литолого-фациальных характеристик в структуре формаций отчетливо проявляется неоднородность дна бассейна, проявившаяся в увеличении мощностей осадков или в различии эволюции осадконакопления в отдельных стратиграфических горизонтах [Антошкина, 2006; Сандула, 2019]. Эти данные наводят на предположение, что выявленные особенности строения изученных формаций могут быть обусловлены как неоднородностью фундамента континентальной окраины, так и влиянием внутриплитных тектонических процессов Тимано-Печорского региона. С целью проверки этого тезиса была рассмотрена история палеогеодинамического развития Печорского Урала и сопредельных территорий в пределах территорий бассейнов Верхней Печоры, нижнего и среднего течения р. Щугер, Южной части гряды Чернышева [Сандула, 2023].

В современном структурном плане данные области находятся в различных тектонических позициях. Бассейны Верхней Печоры и Щугера приурочены к зонам впадин Предуральского краевого прогиба (ПрП) и опусканий Западно Уральской складчатой области (ЗСЗУ) и отделены друг от друга Тимаизским поперечным поднятием. Южная часть гряды Чернышева на юге граничит с Больше-Сынинской впадиной, на севере которой расположен приподнятый блок – Нитчемью-Сынинская ступень [Дедеев и др., 1989].

Примечательно, что указанные приподнятые пограничные территории располагаются на продолжении положительных структур северо-западного простирания Печорской плиты [Юдин, 1994; Иванов, Пучков, 2022]. Так на продолжении структур Печоро-Кожвинского мегавала располагаются Средне-Печорское поднятие и Тимаизское поперечное поднятие, а Колвинский мегавал трассируется к юго-востоку Нитчемью-Сынинской ступенью Большесынинской впадины (см. рис. 1 в [Сандула, 2023]). Считается, что данные полосы поднятий северо-западного простирания существовали еще до формирования ПрП и являлись тектонически-активными на протяжении всего палеозоя [Дедеев и др., 1989; Юдин, 1994; Нечеухин, Волчек, 2015; Иванов, Пучков, 2022; и др.].

Печоро-Кожвинский и Колвинский мегавалы являются юго-западным и северо-восточным ограничениями Печоро-Колвинского авлакогена. Эта крупная структура была образована в зоне ордовикско-девонской системы палеорифтов Печорской плиты [Тимонин, 1998; Мальшев, 2002; и др.], расположенной на сочленении двух крупных блоков земной коры – Ижма-Печорского и Большеземельского, различающихся между собой по возрасту, внутренней структуре и составу пород фундамента. В интерпретации В.М. Нечеухина и Е.Н. Волчек, Ижма-Печорский мегаблок (Ижемская покровно-блоковая мегазона континентального склона) на северо-западе ограничен зоной

¹Печорский Урал – территория западного склона Северного и Приполярного Урала, расположенная в бассейне р. Печора и ее притоков от р. Унья на юге до р. Уса на севере.

коллизийного шва, за которым располагалась Кулгуевско-Кожимская коллизийно-покровно-блоковая мегазона, сочетающая в себе области аккреции базальт-кремнисто-сланцевых отложений и блоки синокитических прототеррейнов [Нечухин, Волчек, 2015]. По их мнению, заложение в этой полосе системы грабенов Печоро-Колвинского авлакогена произошло на позднекембрийско-раннеордовикском этапе рифтогенеза. Однако тектоническая активность и дифференциация территории на относительно мобильные и стабильные мегаблоки наиболее отчетливо проявились с позднего силура-раннего девона до раннего карбона. В результате чего в данной области формировались зоны интенсивного прогибания, характеризующиеся в настоящее время существенно увеличенными мощностями осадочных отложений нижнего палеозоя. Визейско-раннеартинское время характеризовалось более равномерным прогибанием всей площади плиты, однако активизация уральской складчатости в конце визейского века привела к инверсии линейных отрицательных структур Печоро-Колвинской рифтогенной зоны, и формированию на их месте крупных Печоро-Кожвинского и Колвинского палеовалов [Дедеев и др., 1989; Тимонин, 1998; Малышев, 2002] и поднятий на их продолжении в юго-восточном направлении [Иванов, Пучков, 2022].

Из выше изложенного следует, что осадконакопление Верхнепечорского и Щугерского районов и южной части гряды Чернышева происходило в пределах территорий с существенно различными геодинамическими характеристиками: бассейн Верхней Печоры располагался на юго-восточном ограничении стабильного Ижма-Печорского блока, бассейн среднего и нижнего течения р. Щугер – на продолжении структур Печоро-Колвинского авлакогена, а область, соответствовавшая южной части гряды Чернышева, — на юго-восточном ограничении Большеземельского блока. В следствии этого, в строении палеозойских осадочных формаций указанных областей наблюдаются существенные отличия.

Например, в среднекаменноугольную эпоху на территории бассейна Верхней Печоры тектоническая активизация проявлялась лишь в чередовании поднятия и опускания южной или северной областей. В то же время севернее на широте р. Щугер тектонические процессы, протекавшие в зоне Печоро-Колвинского авлакогена, а также напряжения со стороны надвигающегося с востока орогена, привели к дифференциации морского бассейна на относительно глубоководный на западе и мелководный на востоке [Сандула, 2019].

В строении каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений на территории Верхнепечорского палеобассейна в отличии от более северных территорий формационный ряд вместо однократной последовательности теригенно-карбонатной (открыто-морской, платамовой) и карбонатной (закрыто-шельфовой, калейдовой) формаций наблюдается их трехкратное повторение [Сандула, 2023].

Несколько иная геологическая история разворачивалась в районе южной части гряды Чернышева. Для ее понимания нужно иметь в виду, что данная структура не является конседиментационной, а образована на рубеже перми и триаса в результате разгрузки напряжений со стороны надвигающегося Уральского орогена и послынного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям [Юдин, 1994]. В палеотектоническом плане данная территория вполне отвечала переходной зоне между областями с различными условиями осадконакопления и могла быть выражена как уступ [Тимонин, 1998; Данилов, 2017]. По данным А.И. Елисева, на территории южной части гряды Чернышева с позднего девона–раннего карбона происходило накопление двух разнофациальных комплексов отложений – западного сининского (мелкое море) и восточного вангырского (относительно глубокого моря). Распространение областей данных фаций было субпараллельно структурам гряды Чернышева (см. рис. 30–35 в [Елисеев, 1963]).

Таким образом, на пассивной окраине северо-востока Европейской платформы по существовали области с различными палеогеодинамическими характеристиками, располагавшиеся на ограничениях стабильных блоков и тектонически подвижных областей Тимано-Печорского региона. Эволюция осадконакопления этих областей протекала со своими отличительными признаками. Это привело к существенному различию строения осадочных формаций и формационных рядов в пределах этих областей.

Литература

- Антошкина А.И.* Карбонатная верхнеордовикско-нижнедевонская формация севера Урала // Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы / Ред. А.И. Елисеев и др. Сыктывкар, 2006. Гл. 3. С. 25–39. (Науч. доклады, Коми НЦ УрО РАН. Вып. 481.)
- Данилов В.Н.* Гряда Чернышева: геологическое строение и нефтегазоносность. СПб.: Реноме, 2017. 288 с.
- Дедеев В.А., Юдин В.В., Богацкий В.И., Шарданов А.Н.* Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Объяснит. записка к “Структурно-тектонической карте Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции”, масштаба 1 : 1 000 000). Сыктывкар, 1989. 27 с.
- Елисеев А.И.* Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 173 с.
- Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, Ленинград. отд-е, 1978. 203 с.
- Елисеев А.И.* Геологические формации и методы формационного анализа. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 36 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей // Геотектоника. 2022. № 6. С. 78–113.
- Малышев Н.А.* Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург, 2002. 273 с.
- Нечехин В.М., Волчек Е.Н.* Типы аккреционных и коллизионных процессов в орогенных системах Тимано-Уральского сегмента Евразии // Литосфера. 2012. № 4. С. 78–90.
- Сандула А.Н.* Эволюция среднекаменноугольного осадконакопления на Печорском Урале // Мат-лы IX Всерос. литол. совещ. (с междунар. участием). Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 420–421.
- Сандула А.Н.* Формации каменноугольно-нижнепермских карбонатных отложений бассейна верхней Печоры (Северный Урал) // Вестн. геонаук. 2023. № 12(348). С. 4–15. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.12.1>
- Сандула А.Н., Шадрин А.Н., Пономаренко Е.С.* Особенности строения каменноугольно-нижнепермских карбонатных формаций в бассейне Верхней Печоры // Мат-лы VII литол. совещ. Т III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 63–65.
- Тимонин Н.И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
- Шадрин А.Н., Сандула А.Н.* Визейские карбонатные отложения в бассейне р. Илыч (Северный Урал): литология, изотопия, эволюция осадконакопления // Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 5. С. 13–21.
- Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАРСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Седаева К.М.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mail: sedaeva-mgu@mail.ru*

Марсоходы человечество стало запускать с 70-х гг. XX века. Самыми первыми были советские автоматические межпланетные станции (АМС): Марс-2 и Марс-3, достигшие планеты в ноябре 1971 г., и приславшие снимки ее поверхности, сделанные на месте. Позднее на основании геолого-морфологического анализа фотографий поверхности планеты, полученных с помощью Марс-4 и Марс-5, были выявлены образования ударного, вулканического, флювиального, гравитационно-склонового, эолового и тектонического происхождения [Суханов, 1976; Флоренский и др., 1976]. В 1975 г. космический аппарат Викинг-2 (США) сел на поверхность Марса, и прислал панорамные снимки планеты. С 1997 г. с Земли стали запускать автоматизированные роботизированные марсоходы. В 2019 г. Китай осуществил запуск марсохода Чжужун. Всего было отправлено 26 марсоходов, три из них – Кьюриосити, Персеверанс (США) и Чжужун (КНР) работают и в настоящее время. В июне 2018 г. марсоход Opportunity (США) обнаружил осадочные породы за пределами Земли (рис. 1). В 2021 г. марсоход Кьюриосити совершил посадку в Северном полушарии, в кратере Гейла и сделал ряд уникальных снимков, позволивших провести детальные геолого-морфологические исследования и уточнить строение, состав и генетическую принадлежность осадочных образований Марса [<https://www.themarsysue.com/>; Седаева, 2023; и др.].

На основании анализа и синтеза данных, полученных со снимков, переданных АМС и марсоходами на Землю на протяжении более 50 лет изучения планеты, появилось множество признаков, указывающих на присутствие воды на планете. На полученных ранее фотоснимках АМС было выявлено ряд долин паводкового типа протяженностью от 250 до 800 км (долины Ниргал, Уэбой и др.), имеющие древовидную систему притоков и образующие в плане меандровый рисунок [Суханов, 1976; Флоренский и др., 1976; и др.]. На некоторых пейзажных снимках, полученных в XXI в., было уже четко видно русло реки, следы воздействия воды на поверхности планеты и терригенно-флювиальные образования, указывающие о водно-эрозионном происхождении долин и присутствии воды на Марсе. Новый набор топографических карт, составленных по результатам спутниковой съемки, позволил установить на поверхности Марса углубления – овраги и каналы нередко длиною до 2000 км и шириною до 100 км, образовавшиеся, с большой долей вероятностью, под воздействием воды. Ее присутствие на планете могло вызвать: 1) масштабные наводнения и образование речных (?) долин, каньонов и оврагов; 2) размывать те или иные породные ассоциации с формированием в них углублений и неровностей разного порядка, а также терригенно-аквальных и терригенно-флювиальных образований разного (пролювиального, аллювиального, озерного, морского, океанского?) генезиса.

Терригенно-аквальные образования были выявлены при анализе снимков кратера Гейла, на дне которого залегают глина, гравий и галька среди образований древнего озера, покрывая местами его поверхность и центральную часть горы Шарп [<https://www.themarsysue.com/>]. На основе данных химического анализа, сделанного на месте, выявлено, что они состоят из смектита и обломков эффузивов, полевого шпата, оливина, пироксена, часто слагающих галечно-гравийный материал. По мнению геологов и планетологов, их присутствие в грунте свидетельствует, что древнее озеро существовало здесь около 3.5–4.2 млрд лет тому назад. Кроме этого на многих панорамных снимках планеты хорошо видны выходы скальных слоистых образований в виде уступа на поверхности Марса, большей части из которых присуще горизонтальная слоистость и тонкоплитчатая отдельность с гладкой поверхностью, что свойственно терригенно-аквальным образованиям (см. рис. 1). Вблизи горы Шарп была пробурена скважина для забора образцов грунта и их исследования на месте. Было выявлено: 1) присутствие сульфата магния ($MgSO_4$), сульфата кальция ($CaSO_4$) и хлорида натрия ($NaCl$); 2) наличие разных типов осадочных пород и 3) доказательство того, что в

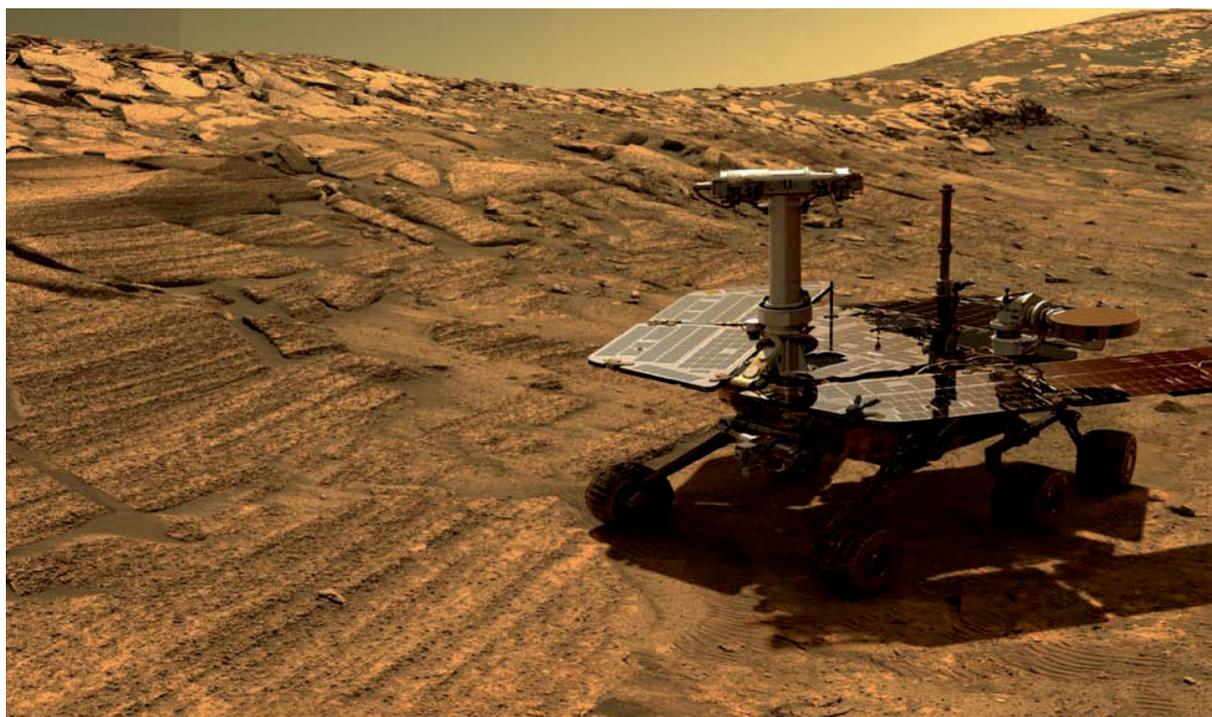


Рис. 1. Характер выхода скальных слоистых пород на поверхности Марса и скважина, пробуренная в слоистых лимногенных (?) отложениях [Седаева, 2023]

этом районе присутствовала вода 3.5–4.2 млрд лет тому назад [<https://www.vesti.mirtesen.ru>; <https://www.themarysue.com/>].

Гравитационно-склоновые образования были выявлены на склонах кратеров в виде концентрических дугообразных ступеней-террас, а также сползших вниз блоков пород неправильной формы (оползни в кратере Гейла, Холден и др.), образующие беспорядочно бугристый рельеф на их склонах. Местами бугристый рельеф оползневых склонов пронизан эрозионными ложбинами, возникшими под воздействием временных потоков, в отличие от радиальных борозд типа камнепадных желобов. Нередко гравитационные образования в виде коллювия обрушения и отчасти осыпных накоплений наблюдаются у подножия скальных выходов терригенно-аквальных образований разного генезиса. Следует отметить, что на поверхности последних отмечается каменистый развал эндолитов (в основном, эффузивов) и отчасти экзолитов в виде горизонта конденсации – скопления грубо- и крупнообломочных образований: разноразмерных глыб и щебенки среди эоловых накоплений [<https://www.vesti.mirtesen.ru>; <https://www.themarysue.com/>; Седаева, 2023; и др.].

Эоловые образования в виде темных шлейфов дюноподобных форм наблюдаются за кратерами, а также темных и желто-коричневых пятен и шлейфов неправильной формы – у подножия уступов скальных выходов слоистых терригенно-аквальных образований, часто с характерной ветровой рябью (с преобладанием ее длины над ее высотой). По результатам данных, полученных с зонда “ЭкзоМарс-TGO”, установлено, что из-за пылевых бурь вода из атмосферы Марса улетучивается в космос от пяти до десяти раз быстрее прежнего. Пыльные бури происходят почти каждый год и, по мнению ученых, они смогли сыграть важную роль в исчезновении воды с планеты и в образовании эоловых накоплений разных форм. Многие исследователи считают, что Марс мог потерять большую часть текучей воды в период от 4.1 до 3.7 млрд лет тому назад, когда планета лишилась большей части атмосферы. Следы этой воды обнаруживаются в составе терригенно-аквальных образований, содержащих 1%, крайне редко 4% H_2O [<https://www.vesti.mirtesen.ru>; <https://www.themarysue.com/>].

Заключение. Планета Марс в ранние эпохи своего существования была очень похожа на Землю в ее нынешнем виде: **1)** плотная атмосфера; **2)** мощная магнитосфера; **3)** мягкий климат; **4)** моря (возможно, даже океаны), озера и возможно бурные реки; **5)** вулканическая и тектоническая активность; **6)** наличие экзогенных геологических агентов (ветер, текучая вода, гравитация). Это в свою очередь привело к формированию осадочных образований Марса разной генетической принадлежности. Однако какая-то пока неустановленная катастрофа планетарного масштаба изменила до неузнаваемости некогда прекрасное место в Солнечной системе, разгадать которую предстоит в будущем следующим поколениям исследователей.

Послесловие. До настоящего времени роботизированные марсоходы являются самыми дешевыми и безопасными технологиями для изучения поверхности Марса. Госкорпорация “Роскосмос” и Европейское космическое агентство (ЕКА) должны были запустить марсоход ЭкзоМарс (ExoMars) в сентябре 2022 г. с датой его посадки в июне 2023 г. Первоначально запуск был запланирован на 2020 г., но был отложен по техническим причинам и из-за эпидемии коронавируса, а сейчас – из-за политических событий и санкций. Однако будем надеяться, что в ближайшее время это произойдет и будет получен новый материал об особенностях строения, состава и генетической принадлежности породных ассоциаций планеты, что прольет свет на историю геологического развития Марса и планет земной группы.

Литература

- Суханов А.Л. Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями “Марс” // Тектоника и структурная геология. Планетология / Под ред. А.В. Пейве, А.П. Виноградова. М.: Наука, 1976. С. 299–305.
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О., Попович В.Д., Пронин А.А. Геологическое строение Эритрейского моря на Марсе // Тектоника и структурная геология. Планетология / Под ред. А.В. Пейве, А.П. Виноградова. М.: Наука, 1976. С. 281–299.
- Седаева К.М. Осадочные образования Марса: история исследования и их генетическая принадлежность // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж: ВГУ, 2023. С. 402–406.
- <https://www.vesti.mirtesen.ru>
<https://www.themarysue.com/>

ГЕОХИМИЯ ГЕЛИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ЛОКАЛИЗАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Седаева К.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mail: sedaeva-mgu@mail.ru

Введение. В Западной Якутии в конце XX в. было открыто более 50 больших и малых месторождений нефти, газа и газоконденсата, в которых сосредоточено до 11% углеводородов (УВ) и до 90% гелия (**He**) от общего их запасов в России. В этом отношении данные месторождения являются уникальными, так как **He** один из самых ценных в промышленном отношении и в то же время один из очень рассеянных элементов на Земле. **He** широко применяется в разных отраслях промышленности (авиационной, космической, атомной, радиоэлектронной, медицинской, пищевой и других сферах) и является важнейшим стратегическим компонентом. Единственным источником рентабельного получения **He** в промышленных масштабах являются залежи природных газов с концентрациями не менее 0.2% (в атмосфере **He** всего 0.0005%). В месторождениях УВ Западной Якутии содержание **He** составляет 0.2–1.0% [Якуцени, 1968].

Геохимия гелия. **He** – не воспламеняющийся газ, входит в нулевую группу периодической системы Д.И. Менделеева, характеризуется высокой степенью проницаемости по сравнению с другими газами (диффузия **He** – 1.7; **H₂** – 1.3; **N₂** – 0.2; **CO₂** – 0.1) и имеет два изотопа **He³** и **He⁴**. В космосе 23% гелия, в основном, легкого изотопа **He³** и 76% – водорода (**H₂**), на все остальные элементы приходится всего 1% (!). Подавляющая масса на Земле (99.999%) представлена тяжелым изотопом гелия **He⁴**, образующимся на глубине при распаде радиоактивных элементов (U, Th и др.), повсеместно распространенных на Земле. В настоящее время в земной коре образуется около 50.2% радиогенного гелия (**He⁴**), в мантии – не более 36.6%, в ядре – 13.2%. В литосфере больше всего **He⁴** в гранитах, гранито-гнейсах, глинистых сланцах докембрия древних платформ. В седиментосфере важную роль для выделения **He⁴** из пород и минералов играют процессы выветривания, особенно по эндолитам кислого состава – гранитам и гранито-гнейсам [Якуцени, 1968]. Формы движения **He⁴** носят локальный характер и осуществляются на участках повышенной трещиноватости, кавернозности и пористости. Миграция **He⁴** из недр Земли происходит постоянно и совместно с глубинными флюидами по проницаемым системам лито-, страти- и седиментосферы. К ним следует отнести древние мощные, периодически подновляющиеся зоны глубинных разломов и дизъюнктивные нарушения, значительно себя проявляющиеся в начальную или/и завершающуюся эпоху разных стадий тектогенеза: байкальской, каледонской, герцинской и альпийской [Осипов, Яницкий, 1966; Якуцени, 1968; Тугаринов, Осипов, 1974; Тугаринов и др., 1975].

Геологическая позиция месторождений УВ Западной Якутии. Группа месторождений с высоким содержанием **He⁴** расположена на юге Сибирской платформы (Алданский щит) в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы – в пределах Мирнинского кимберлитового пояса, где до настоящего времени добывают до 90% алмазов в России. На его площади обнаружено (по литературным источникам) более 1000 трубок взрыва (!). При этом следует отметить, что вблизи группы данных месторождений УВ проходит трубопровод “Сила Сибири”, идущий от Восточной Сибири до Тихого океана (ВСТО).

Нефтегазоносными здесь являются комплексы: терригенно-карбонатный верхнего венда (**V₂**) и карбонатный нерасчлененный верхнего венда и нижнего кембрия (**V₂-Є₁**), выше которых залегают карбонатно-соленосная и глинистая мощные толщи (более 500 м) среднего и верхнего кембрия (**Є₂ + Є₃**), перекрытых покровом четвертичных отложений плейстоцена и голоцена (**Q_I-Q_{IV}**). Между нефтегазоносными комплексами отмечаются поверхности перерывов с развитием разной степени зрелости и мощности коры выветривания. Отложения осадочного чехла платформы с размывом и угловым несогласием залегают на глубине 1700–1800 м на сильно выветрелых породах фундамента, сложенных гранитами, биотитовыми гранито-гнейсами, реже глинистыми сланцами архея и

нижнего протерозоя (AR-PR₁), прорванных интрузиями основного состава палеопротерозойского возраста (PR₁). На других участках Сибирской платформы породы кристаллического фундамента залегают на глубинах более 2500 м. Породы фундамента осложнены системой глубинных разломов и разномасштабными дизъюнктивными нарушениями, так же как и нефтегазоносные породы осадочного чехла, с которыми связаны зоны повышенной трещиноватости, кавернозности и пористости, выявленных по данным бурения, сейсморазведки и космических исследований.

Геологические предпосылки локализации и концентрации гелия (He⁴). В терригенно-карбонатных отложениях V₂ с пластами и горизонтами песчаников (с примесью гравия, алеврита, мелкой гальки) мощностью 10–15 м, разлинзованных пачками доломитов и их глинистыми разностями (толщиной до 25 м), отмечаются скопления нефти, газа и газоконденсата, обогащенных He⁴. В них сосредоточены основные запасы УВ ряд месторождений Западной Якутии (Чаяндинское, Тымпучиканское, Талаканское и др.). Выше с размывом залегают нефтегазоносные карбонатные комплексы V₂-Є₁ с 3–5 пластами глин и 2–3 пластами ангидритов, над которыми с размывом ложатся карбонатные отложения Є₁ (доломиты и известняки осинского горизонта), перекрытые мощной (>500 м) соленосной и глинистой толщей Є₂ + Є₃ с редкими пластами карбонатов. Наличие в верхах разреза нефтегазоносных отложений V₂-Є₁ мощной соленосной толщи обеспечивает необходимые условия для консервации и длительного сохранения в них скоплений не только разных видов УВ, но He⁴ разной генерации, а лежащая выше глинистая толща еще больше усиливает эффект консервации УВ. Благодаря этому происходили локализация и концентрация He⁴ в осадочном чехле Сибирской платформы на протяжении всего фанерозоя на фоне постоянной дегазации внутренних геосфер Земли и проявления тектонических движений и подвижек (с образованием глубинных разломов и разномасштабных дизъюнктивных нарушений). Последнее обусловило блоковое строение территории и отразилось на: 1) режиме и скорости седиментации вплоть до ее прекращения с формированием продуктов коры выветривания по эндолитам фундамента (с мобилизацией обломочного материала для кластолитов) и отчасти по экзолитам осадочного чехла; 2) проявление вторичных процессов, что обеспечило формирование зон повышенной трещиноватости, кавернозности и пористости в породах V₂, V₂-Є₁ и Є₁, осадочного чехла и 3) формирование мощной толщи соленосных и глинистых отложений Є₂ + Є₃, являющейся непроницаемой покрывкой в течение всего фанерозоя, а именно палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Заключение. Сопряженное влияние разных геологических факторов увеличило проницаемость пород фундамента архея и нижнего протерозоя (AR-PR₁) и нижних горизонтов осадочного чехла верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (PR₃-PZ₁) Сибирской платформы и обусловило локализацию и концентрацию в них больших запасов УВ вместе с He⁴, а соленосная и глинистая мощные толщи среднего и верхнего кембрия (Є₂ + Є₃) явились хорошей покрывкой, законсервировавшей во времени их скопление, сформировав группу месторождений УВ с большим запасом нефти, газа и газоконденсата. Кроме этого, дополнительно важную роль в этом сыграла и многолетняя вечная мерзлота, образовавшаяся на протяжении плейстоцена и голоцена (Q_I-Q_{IV}) и проникающая здесь на глубину 1300–1420 м [Алексеев, 2009], залечивая трещины и пустотное пространство в осадочном чехле Сибирской платформы, особенно в Западной Якутии с множеством кимберлитовых трубок.

Литература

- Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2009. 319 с.
- Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н. Некоторые особенности формирования зон регионального гелиенасыщения // Геохимия. 1966. № 1. С. 36–48.
- Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г. О потоке гелия через гранитные массивы // Геохимия. 1974. № 8. С. 52–71.
- Тугаринов А.И., Осипов Ю.Г., Реутин Ю.В. О потоке гелия в зонах разломов и на эндогенных месторождениях // Геохимия. 1975. № 11. С. 1615–1625.
- Якуцени В.П. Геология гелия. Л.: Наука, 1968. 232 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД И ОТРАЖЕНИЕ ЕГО В РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕООБСТАНОВОК ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРСМАНОВСКОЙ, ЛЕДОВОЙ И КРЕСТОВОЙ СТРУКТУРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАСЕЙНА

Скивинская И.Р., Шибина Т.Д., Русинович А.В., Руденко М.Н., Антонова С.И.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, e-mail: elo4ka_piter@mail.ru

В Баренцевоморском бассейне триасовые и юрские отложения образуют нефтегазоносные комплексы: триасовый НГК, юрский НГК терригенного состава. В связи с этим одним из направлений поисково-разведочных работ, которые могут привести к открытию новых залежей УВ может быть дальнейшее детальное литолого-геологическое изучение недр в пределах нефтегазоперспективных зон и тектонических систем, как обрамляющих, так и входящих в Баренцевоморскую акваторию.

Отложения триасовой системы представлены тремя отделами: нижним, средним и верхним. Они перекрывают подстилающие пермские образования. В поздней перми–начале триаса происходит резкая смена обстановок осадконакопления, главным образом, с карбонатной на терригенную. Это связано с активной орогенцией Уральского складчатого пояса [Петров, 2010]. На Крестовой структуре, примыкающей к южному, западно-южному склону Адмиралтейского мегавала, в нижнем триасе отложения включают два генетических типа осадков: отложения пологих склонов подводных поднятий и отложения равнинного относительно глубоководного морского бассейна (зона внутреннего шельфа). По литологическим данным в разрезе нижней части индского периода можно выделить 2 пачки. Пачка 1 представлена преимущественно аргиллитами. В них отмечаются карбонатные стяжения. Встречаются тонкие прослои песчаников тонко-мелкозернистых. Песчаники по составу граувакки полевошпат-кварцевые, с глинистым и скудным кальцитовым цементом. В пачке 2 в разрезе заметны слойки, сложенные песчаниками, переслаивающиеся с аргиллитами. Песчаники с заметным содержанием рудного минерала. Аргиллиты интенсивно ожелезненные. В нижнем подъярусе оленёцкого яруса, интервал 2582–3210 м, отложения представлены аргиллитами, песчаниками мелко-тонкозернистыми, плохо сортированными средне-тонко-мелкозернистыми, алевролитами и их тонкими переслаиваниями. В глинах отмечаются линзовидные, пятнистые выделения кальцита с элементами структуры “конус в конус”. По всему разрезу отмечается ожелезнение, которое прослоями нацело пигментирует глину, до выделения в ней черных пятен, сложенных железистым рудным минералом. Отложения нижнего подъяруса оленёцкого яруса формировались в морских условиях относительно глубоких по отношению к соседним структурам адмиралтейского вала. В верхнем подъярусе оленёцкого яруса, интервал 1515–2582 м, отложения представлены преимущественно ожелезненными, пестроцветными аргиллитами за счет неравномерного пятнистого ожелезнения, алевролитами и песчаниками от тонко-мелкозернистых до средне-мелкозернистых. В песчаниках обломки пород до 50% различные по составу, заметны хлоритовые, эффузивные, обломки с элементами кливажа. В отложениях фиксируются тектонические процессы, которые могли возбуждать достаточно устойчивый, спокойный, пассивный бассейн седиментации с накоплением тонкоотмученного глинистого материала, и обеспечивать циклическое поступление тонкого обломочного материала мутьевыми потоками и другими водотоками или слабыми аллювиальными течениями [Басов и др., 2009]. На однородность в осадконакоплении бассейна указывают данные ГИС, где хорошо видно, что на протяжении всего оленекского периода в разрезе отмечается ритмичное плотное чередование аргиллитов с тонкообломочным материалом.

В нижнем триасе Ферсмановской структуры (скважина Ферсмановская № 1) отложения оленекского яруса представляют собой толщу неравномерно ритмично чередующихся между собой пестроцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Песчаники тонкозернистые, редко тонко-мелкозернистые, плотные с намывами углистого детрита и слюд. Местами слоистость нарушена

взмучиванием, размывами и ходами донных илоедов. Породы аналогичны отложениям Крестовой структуры, что позволяет судить о формировании их в морских условиях в относительности глубокой, более удаленной от берега части шельфа, где обстановка сравнительно спокойная, благоприятная для накопления тонких, преимущественно алевритовых и глинистых осадков.

В раннем и среднем триасе продолжалось активное прогибание Южно-Баренцевской синеклизы, одновременно с ростом Новоземельского орогена [Петров, 2010]. С повышенных участков в результате эрозии наблюдается привнос обломочного материала мутьевыми, речными потоками, отмечается его аккумуляция в глинистых осадках. Под активным влиянием тектонических процессов, разломов, по которым одни блоки осадочных пород поднимались по сравнению с соседними, а другие проседали, шло перераспределение тонких осадков, по составу близких к друг другу, что наблюдается в разрезе нижнего триаса.

Средний триас изучался авторами только в скважине Ферсмановская № 1. Отложения анизийского яруса без перерывов и несогласий перекрывают индские осадки нижнего триаса, что свидетельствует о едином бассейне седиментации. По керну анизийские отложения представлены тонким чередованием аргиллитов и алевролитов, среди которых отмечаются пачки песчаников и тонкие прослои карбонатных мелкогустковых пород. В алевролитах отмечаются ходы роющих организмов. Песчаники мелко-тонкозернистые, тонкозернистые, с карбонатным и глинистым цементом, микрослоистые, волнисто-слоистые. Местами слоистость нарушена ходами донных животных. В среднем триасе происходила стабилизация и затухание активных тектонических движений, поэтому фациальные обстановки отложений унаследованы с раннетриасового периода. Осадки образовались на шельфе морского бассейна, с преобладанием глинистых и алевритовых разностей, формирование которых происходило в спокойной обстановке, с периодическими изменениями условий осадконакопления, и небольшими волнениями, которые незначительно взмучивали и перерабатывали осадок. Средний триас ладинский ярус нижний подъярус в интервале глубин 2213–2436 м (223 м) представлен неравномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников, с преобладанием в разрезе глинистых пород, с ходами червей. Отмечаются стяжения сидерита, скопления УРД. Характерным отличием этих отложений от нижележащих является присутствие угловатых и уплощенных гравийных обломков аргиллитов, ориентированных по напластованию. Формирование изученных ладинских отложений происходило в морских условиях, с поступлением в бассейн обломочного материала и угловатых, уплощенных обломков аргиллитов, вероятно привнесенных подводными течениями, “реками” из близлежащих областей. Верхний подъярус в отличие от пород нижнего подъяруса сложен преимущественно серыми аргиллитами и алевролитами, среди которых увеличивается количество песчаных пачек. Аргиллиты со скоплениями мелких двустворок, ходами роющих организмов и элементами оползания. Алевролиты прослоями со следами биотурбации. Песчаники мелкозернистые, обогащенные обломками пород (до 51%), с намывами углистого детрита и слюды, с галькой бурых, темно-серых аргиллитов уплощенной формы, длиной до 20 мм, ориентированной по напластованию. Отмечаются прослои карбонатных мелкогустковых пород. Условия формирования пород верхнего подъяруса унаследовано морские. Источником галечных обломков аргиллитов, возможно, также служил приподнятый блок пермского возраста, откуда кроме псефитов могли быть привнесены скопления двустворчатых моллюсков.

Отложения верхнего триаса-нижней юры в скважине Ферсмановская № 1 нерасчлененные, в интервале глубин 1555–1894 м представлены слабоуглистой толщей, с заметным количеством песчаников. Песчано-алевролитовые породы ритмично переслаиваются с алевро-глинистыми, образуя пачки толщиной от нескольких метров до десятков метров. Песчаники мелкозернистые, биотурбированные, с обугленным растительным детритом, с тонкими линзочками углисто-глинистого материала и прослоями, обогащенными слюдой. Алевролиты углисто-глинистые, сидеритизированные. Аргиллиты темно-серые, черные слоистые, с ходами червей, корешками растений, обломками углефицированной древесины. На рубеже триаса-юры Баренцевоморский регион испытал глобальную тектоническую перестройку, наряду с которой произошли изменения в условиях осадконакопления и источниках сноса. Формирование осадков происходило в платформенном режиме с гумидным климатом, где обширные континентальные низменности покрывали большую часть шельфа. Осадки формировались в прибрежных равнинах, периодически

затапливаемых морем, с накоплением в них корешков растений, углефицированной древесины [Басов и др., 2009].

Юрские отложения повсеместно распространены на Баренцевоморском шельфе. Они авторами детально изучены по скважинному материалу Ледовой площади, расположенной в Восточно-Баренцевском прогибе. Породы юры с признаками эрозионного среза залегают на подстилающем триасовом комплексе. Нижнеюрские отложения из отрывочных интервалов разреза, далеко отстоящих в разрезе друг от друга, представлены микроритмами, сложенными песчаниками мелко-среднезернистыми с редкими зернами крупной фракции, по составу граувакково-кварцевыми, мощностью до 4.8 м. Песчаники пористые и битуминозные. Формирование их можно связать с турбидитными, мутьевыми течениями, с намывами, формирующими аккумулятивные тела, покрывающими Ледовые участки.

В строении разреза среднеюрских отложений, ааленского яруса скважины Ледовая № 1, изученной мощностью 79.2 м, четко выделяются седиментационные циклиты (ритмы) с последовательной сменой повторяющихся микроциклитов, представляющих собой ассоциацию чередования песчаников с аргиллитами, отражающими по разрезу целостную слоевую систему с достаточно ритмичным повторением литологической ассоциации пород и однонаправленной гравитационной дифференциацией, что опосредовано указывает на трансгрессивную направленность развития Баренцевоморского бассейна. Циклическое строение разреза в скважине Ледовая № 1 предполагает формирование отложений в мелководно-морских условиях (глубиной до 100 м) в виде низкоплотных временных мутьевых, речных потоков, течений. В скважине Ледовая № 2 в отложениях заметно проявлено ожелезнение до стадии оруденения (гидрогематита), по отношению к скважине № 1, расположенной в более погруженной части структуры, во внутреннем прогибе (глубиной до 50 м) с режимом более глубоководного осадконакопления. Здесь развивались более тонкие осадки, подвергшиеся ожелезнению и оруденению за счет эрозии верхних зон кор выветривания. Отложения байосского яруса представлены чередованием аргиллитов, алевролитов с песчаниками. Глина неравномерно обогащена красновато-коричневым, темно-коричневым, черным органическим веществом и пиритом. Прикровлевая часть сложена песчано-алевритовыми отложениями с зернами гравийной фракции до 4.0 мм, с сидеритовым цементом. Отмечаются песчаники с зернами крупной фракции, по составу кварцевые, со скудным глинистым цементом, высокопористые (местами песок). В песчаниках на контакте зерен наблюдаются примазки коричневого битумного вещества и единичные микроразрывы, выполненные светло-коричневым битумом. Отложения формировались в области мелководного шельфа с глубиной около 100–150 м. В результате трансгрессивно-регрессивных колебательных движений и смены глубины бассейна, его динамики, сформировались песчаные тела, зафиксированные как песчаные гряды, валы с высокой пористостью. Песчаники – коллекторы порового типа. На изучаемой территории в результате перемиыва и переотложения уже сформированных осадков на локальной Ледовой площади создается единый поток наносов, заполняющих ложе дна бассейна с конусами выноса. Перераспределение терригенного материала происходит благодаря морским течениям, мутьевым, проградирующим речным потокам. Спорадические литологические данные отложений батского яруса фиксируют, что на границе байосского и батского времени Ледовая площадь была затронута малоамплитудными тектоническими подвижками, которые проявились в смене рельефа. Восходящие движения приподняли участок (блок) расположения скважины Ледовая 2, а нисходящие приопустили участок расположения скважины Ледовая 1, с развитием здесь конусов выноса высокопористых песчаников. На возвышенных мелководных участках отмечаются элементы смятия, плейчатости, развиваются микроконкреции карбоната, подвергшиеся ожелезнению. Изучаемые отложения келловейского яруса представлены преимущественно тонкими осадками: алевролитами, алевролитами тонкопесчанистыми, глинами и их переслаиваниями, известняками микритовыми с текстурой конус в конус и песчаниками мелко-тонкозернистыми, алевролитистыми. Встречаются редкие примазки красновато-бурого, желтовато-бурого, коричневого ОВ. Отложения формировались в более глубоководных условиях, обусловленных трансгрессией морского бассейна. Седиментогенез отложений проходил в относительно тиховодных, глубоководных (более 200 м) условиях, где периодически образовывались тонкие слои, гранулометрически разделенные между собой.

Отложения оксфордского яруса (нижний отдел) представлены известковистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками мелко-тонкозернистыми, алевроитовыми. Аргиллиты с мелким органическим детритом, в том числе раковинной фауны (остракоды). Отмечаются стяжения сидерита и глауконита. Они формировались в мелководных фациях на фоне общего унаследованного поднятия и регрессивной направленности развития морского бассейна, что способствовало выходу оксфордских отложений в приповерхностные условия, приведшие к полному размыву отложений среднеоксфордского яруса на территории Ледового участка. Верхний отдел оксфордского яруса представлен аргиллитами со стяжениями глауконита, пирита, развитого по глаукониту. Породы рассечены многочисленными разноориентированными трещинами волнистой, извилистой геометрии, пересекающимися, разбивающими породу на полигоны, определяемыми, как трещины усыхания. Породы залегают на размывтой поверхности. Отложения верхнего оксфорда формировались в крайне мелководном бассейне с осаждением в нем глинистых осадков, содержащих незначительное количество ОВ, где также создаются благоприятные условия для развития глауконита, хлорита.

Титонский ярус-волжский регионарус. J3-K1v (J3tt). Верхний, средний отдел. Отложения представлены аргиллитами, с россыпью тончайших вкраплений черного ОВ и пирита. Встречаются единичные микроспоры, выполненные ОВ оранжевого цвета, единичные кремниевые остатки. Отдельные скопления пирита по морфологии зерен похожи на реликты мелких фрагментов раковинной фауны. Породы рассечены трещинами усыхания, разбиты на плитчатые блоки. Данные отложения отлагались на размывтых отложениях нижнего отдела J3-K1v (J3tt), формировались в области мелководья на фоне трансгрессивной направленности морского Баренцевоморского бассейна и нисходящих процессов после размыва нижнетитонских отложений, выведенных на поверхность. Ледовая площадь на период формирования вышележащих меловых отложений представляла собой медленно опускающийся, долгоживущий прогиб, входящий в структуру Восточно-Баренцевоморского мегапрогиба.

Литогенетический анализ пород, слагающих отложения разных структурных элементов Баренцевоморского бассейна, на разных этапах триасово-юрского периода показал локальные особенности осадконакопления на этих структурах, что крайне важно трансформировать в дальнейшие литофациальные исследования как отдельных структурных планов, так и всего бассейна в целом. Наши литологические исследования основываются пока на небольшой выборке кернового материала, которого явно недостаточно, однако их надо продолжать, так как такие исследования могут быть очень полезными при расчленении и корреляции разнофациальных разрезов.

Литература

- Басов В.А., Василенко Л.В., Вискунова К.Г. и др. Эволюция обстановок осадконакопления Баренцево-Северо-Карского палеобассейна в фанерозое // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2009. Т. 4. № 1. С. 1–44.
- Петров Е.О. Условия формирования мезозойских отложений Баренцевоморского региона / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2010. С. 1–23.

**ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД
НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ (?) АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВОЙ ТОЛЩИ
НОРА-СУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО
ОРОГЕННОГО ПОЯСА:
РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA–ICP–MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА**

Смирнова Ю.Н.¹, Смирнов Ю.В.¹, Заика В.А.¹, Хубанов В.Б.²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: smirnova@ascnet.ru

²Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: khubanov@mail.ru

Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс протягивается от Северной Монголии на северо-восток Китая и далее в приграничные районы России, где он “теряется” в зоне сочленения Мамынского и Буреинского континентальных массивов [Feng et al., 2015]. Северо-восточный фрагмент Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса на тектонической схеме [Ханчук, 2006] рассматривается в качестве Нора-Сухотинского террейна.

На геологической карте последнего поколения в строении Нора-Сухотинского террейна в бассейнах рек Зeya и Селемджа выделяются осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы нёклинской ($R_{2,3}^{?nk}$), дагмарской ($R_3^{?dg}$), алевролито-песчаниковой ($D_{1,2}^{?al}$) и граматухинской (C_{1gr}) толщ, которые выходят на дневную поверхность фрагментарно из-под рыхлых кайнозойских отложений Амуро-Зейской впадины [Петрук, Волкова, 2012]. Полное отсутствие протяженных естественных разрезов отложений, в основном лишенных органических остатков, является следствием неоднозначного определения возраста осадочных пород и их корреляции. Одним из ключей к определению возраста подобных толщ является изотопное (U–Th–Pb) датирование зерен циркона.

В публикации представлены первые результаты исследований песчаников условно нижне-среднедевонской алевролито-песчаниковой толщи Нора-Сухотинского террейна, отобранных в бассейне р. Каменушка (левого притока р. Зeya). Главной целью исследований являлось уточнение нижней возрастной границы их накопления и реконструкция основных источников сноса кластического материала на основе результатов U–Th–Pb (LA–ICP–MS) датирования циркона.

Согласно [Петрук, Волкова, 2012] в составе алевролито-песчаниковой толщи выделяются кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, алевролиты, метабазалты, туфы основного и среднего состава, туффиты и конгломераты общей мощностью 1100–1300 м. Контакты с выше- и нижележащими образованиями не выявлены. Возраст толщи принят условно на основании сходства минерального состава пород и характера вторичных изменений с подобными фаунистически охарактеризованными отложениями раннего и среднего девона в бассейне р. Амур. Сравнительно недавно были выполнены U–Th–Pb изотопные исследования алевролитов алевролито-песчаниковой толщи на правом берегу р. Зeya [Сорокин и др., 2017], согласно которым самая молодая группа циркона из алевролита алевролито-песчаниковой толщи имеет кембрий–среднеордовикский возраст (531–463 млн лет).

Отобранные в бассейне р. Каменушка песчаники алевролито-песчаниковой толщи желтовато-серого и зеленовато-серого цвета мелко-среднезернистой структуры (0.10–0.40 мм) и массивной текстуры. Степень сортировки песчаников плохая. Обломочный материал угловатой и слабоокатанной форм, представленный кварцем (30–35 %), плагиоклазами (альбитом и олигоклазом – 15–20%) и калиевыми полевыми шпатами (5–10%). В образцах присутствуют в незначительном количестве (до 10%) биотит и мусковит. Реже отмечаются обломки микрокварцитов, кислых магматических пород и слюдисто-кварцевых сланцев (до 5%). Цемент базального типа гидрослюдистого состава. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, магнетит.

Для образца песчаника алевролито-песчаниковой толщи (обр. Z-102) было выполнено U–Th–Pb датирование зерен детритового циркона. Циркон выделен в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно U–Th–Pb датирование зерен проведено в ЦКП “Геоспектр” Геологического

института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при плотности потока энергии ~ 4.5 Дж/см². Детально описание аналитических процедур приведено в публикации [Хубанов и др., 2016]. Для построения кривой относительной вероятности зерен циркона и вычисления ее пиков использовались только значения возрастов, характеризующиеся конкордантным возрастом (CA). При этом в них значения показателя дискордантности составляли не более 10%, а ошибка значений отношения возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ не более 3%.

Всего из песчаника алевролитно-песчаниковой толщи (обр. Z-102) было извлечено 120 зерен циркона. Конкордантные оценки возраста получены для 50 зерен. Доминирующая часть циркона характеризуется кембрий-ордовикским (523–454 млн лет, 27 зерен) и неопротерозойским (959–543 млн лет, 18 зерен) возрастом. Пики на кривой относительной вероятности возраста обломочного циркона соответствуют значениям ~ 927 , ~ 875 , ~ 753 , ~ 504 и ~ 467 млн лет. Единичные мезопротерозойские (~ 1421 и ~ 1073 млн лет) и палеопротерозойские (~ 1755 , ~ 1690 и ~ 1638 млн лет) зерна циркона не образуют статистически значимых популяций. Конкордантный возраст трех наиболее молодых зерен циркона составляет 459 ± 9 млн лет. Полученные данные указывают на то, что нижняя возрастная граница осадконакопления песчаников алевролитно-песчаниковой толщи приходится на средний ордовик. Близкий конкордантный возраст ранее был установлен для молодой группы циркона из алевролитов алевролитно-песчаниковой толщи (531–463 млн лет), отобранных на правом берегу р. Зея [Сорокин и др., 2017].

Переходя к реконструкции источников сноса исходного материала, рассмотрим существующие геодинамические модели формирования части Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, расположенной на территории Китая (Хэгэншань-Хэйхэ сутурной зоны). По данным геологических исследований [Feng et al., 2015; Liu et al., 2021; и др.] предполагается существование зоны субдукции океанической коры (~ 508 – 330 млн лет) северо-западного направления под окраину Мамынского (Xing'an в китайской литературе) террейна, что подтверждается результатами геофизических исследований [Fu et al., 2021]. Окончательное закрытие океанического пространства охватывает период времени от раннего карбона до ранней перми (~ 320 – 290 млн лет) [Feng et al., 2015; Fu et al., 2021; и др.].

Если распространить данную модель формирования на северо-восточный фрагмент Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, а именно, Нора-Сухотинский террейн, то, наиболее вероятно, что основной объем кластического материала для терригенных пород алевролитно-песчаниковой толщи Нора-Сухотинского террейна поступал со стороны Мамынского террейна. В качестве потенциальных источников неопротерозойских и раннепалеозойских зерен циркона можно рассматривать раннепалеозойские и неопротерозойские магматические породы Мамынского террейна [Сорокин и др., 2002; Сорокин, Кудряшов, 2015; Sorokin et al., 2017]. Дополнительными источниками раннепалеозойских зерен циркона могли быть раннепалеозойские островодужные образования Нора-Сухотинского террейна [Смирнов и др., 2012; Смирнов, Сорокин, 2017]. Вопрос об источниках мезо- и палеопротерозойских зерен циркона открыт, так как в структуре Мамынского террейна породы данного возраста не установлены.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>

Литература

- Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. 3-е поколение. Дальневосточная сер. Лист М-52 (Благовещенск) / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А. Геохимические и изотопно-геохимические Sm-Nd-особенности метавулканитов, диабазов и метагабброидов северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 2. С. 220–225.
- Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Раннепалеозойские габбро-амфиболиты в строении Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: первые геохронологические данные и тектоническая позиция // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 1. С. 55–60.

- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Первые U–Pb-геохронологические и геохимические данные для поздневендских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 4. С. 473–478.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П.* Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) // Докл. АН. 2002. Т. 387. № 3. С. 382–386.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н.* Геохимические особенности и источники кластического материала палеозойских терригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско–Хинганского орогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 27–48.
- Ханчук А.И.* Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Feng Z.Q., Jia J., Liu Y.J., Wen Q.B., Li W.M., Liu B.Q., Xing D.Q., Zhang L.* Geochronology and geochemistry of the Carboniferous magmatism in the northern Great Xing'an Range, NE China: Constraints on the timing of amalgamation of Xing'an and Songnen blocks // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 411–426.
- Fu W., Hou H., Gao R., Zhou J., Zhang X., Pan Z., Huang S., Guo R.* Lithospheric structures of the northern Hegenshan-Heihe suture: Implications for the Paleozoic metallogenic setting at the eastern segment of the central Asian orogenic belt // Ore Geol. Rev. 2021. V. 137. 104305.
- Liu B., Chen J.F., Han B.F., Liu J.L., Li J.W.* Geochronological and geochemical evidence for a Late Ordovician to Silurian arc–back-arc system in the northern Great Xing'an Range, NE China // Geosci. Front. 2021. V. 12. P. 131–145.
- Sorokin A.A., Kudryashov N.M., Kotov A.B., Kovach V.P.* Age and tectonic setting of the early Paleozoic magmatism of the Mamyn terrane, Central Asian Orogenic Belt, Russia // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 144. P. 22–39.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В НИЖНЕПЕРМСКИХ КАЛИЕНОСНЫХ ПОРОДАХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Соломон М.В.

*Саратовский национальный исследовательский государственный университет
имени Н.Г. Чернышевского, г. Саратов, e-mail: solomonmv@list.ru*

Общие особенности вторичных изменений пород заключительных стадий галогенеза Прикаспийской впадины отмечены М.Г. Валяшко [1962]. Отдельные аспекты этих процессов рассмотрены Г.А. Московским и О.П. Гончаренко для Гремячинского месторождения [Гончаренко и др., 2016].

Объектом исследований являлся керновый материал, отобранный из калиеносных пород погожской ритмопачки иренского горизонта кунгурского яруса нижней перми, вскрытого скважинами на Западно- и Восточно-Перелюбских поисковых участках (интервал глубин 687.0–1041.14 м) Саратовской области и на Гремячинском месторождении (Равнинный и Даргановский участки) (интервал глубин 970.8–1308.6 м) Волгоградской области. На Гремячинском месторождении исследовались не только погожские соли, но и калийные породы долинной и луговской ритмопачек. Исследование керна проводилось по методике текстурно-структурного анализа калийных солей [Соломон, Гончаренко, 2022] и подкреплялось геохимическими индикаторами стадий галогенного процесса: содержание брома (%), хлора (%) в солях и в растворах включений (термобарогеохимический метод), также анализировались рассчитанные значения бром-хлорного коэффициента (геохимический метод) [Соломон и др., 2019].

Цель работы – комплексный анализ геохимических данных и текстурно-структурных особенностей калийных отложений для выделения общих признаков преобразования калийных солей всех стадий эвапоритового процесса.

Постседиментационные изменения калийных солей зафиксированы нами в большей степени в интервалах развития слоистых реликтовых, ритмичнослоистых реликтовых и брекчиевидных текстур [Соломон, Гончаренко, 2022]. Для районов моноклиналиного залегания галогенных пород, при их относительно незначительном погружении, эти изменения отвечали стадии диагенеза и лишь начальным фазам катагенеза. Формирование части калийных отложений в стадию диагенеза при моноклиналином залегании пород доказано фактическим материалом по Перелюбским участкам, Краснокутскому участку и Гремячинскому месторождению. Постседиментационные процессы приводили к замене первичных минеральных ассоциаций – вторичными, изменяя состав пород и их технологические свойства [Гончаренко, Соломон, 2023].

Изучение большого объема фактического материала Перелюбских участков и Гремячинского месторождения позволило нам выделить следующие типы постседиментационных изменений исходных калийных пород, которые могли реализовываться на диагенетической стадии преобразования пород.

1. *Процессы замещения одних минералов другими.* Формирование калийных отложений района Перелюба и Гремячинского месторождения происходило при воздействии растворов меньшей концентрации ионов на калийно-магниево-вые породы [Соломон и др., 2019, Гончаренко, Соломон, 2023]. В результате чего рапа обогащалась хлористым калием, что приводило к формированию вторичного сильвина в результате инконгруэнтного разложения карналлита, что фиксируется смещением точек состава рапы на генетической диаграмме солевого состава растворов включений в галите из ассоциации с карналлитом и сильвином, из области состава карналлита в область состава сильвина. В изученных разрезах, зафиксирован вторичный (апокарналлитовый) сильвин. В шлифах отмечается сохранение реликтов кристаллов карналлита в сильвине и даже в галите, что отмечено для Перелюбских участков, но особенно характерно для отдельных интервалов разрезов долинной и луговской ритмопачек Гремячинского месторождения. Возможно, газовые пузырьки попали в сильвин при замещении карналлита. В опубликованной литературе [Гончаренко и др., 2016] известны

примеры замещения галита сильвином, галита – карналлитом (формирование апогалитового сильвина и карналлита). Масштабы этих процессов, видимо, не имеют большого распространения. Шпатовый сильвин, метасоматического генезиса (формирование которого происходило в результате замещения каменной соли), встречен в скв. 61 и 62 Даргановского участка. Сульфатные растворы, выделившиеся при уплотнении из пелитового материала, привнесенного в осадок калийных и калийно-магниевого солей за счет размыва рапой островных участков бассейна или при его эоловом заносе, определяли своеобразие минеральных преобразований на постседиментационном этапе. Случаи замещения хлоридных калийных минералов – сульфатными калийными зафиксированы в разрезах Перелюбских участков. В осадок, еще сохраняющий пористость, проникает концентрированная плотная рапа, путем перемещения вниз или по латерали. Растворы пониженной концентрации, проникающие из подстилающих толщ, приводят к образованию зон замещения или так называемых “галитоб” по В.И. Копнину [Гончаренко и др., 2016].

В сильвин-галитовых породах луговской ритмопачки на Равнинном участке Гремячинского месторождения отмечено замещение сильвина галитом. Это объясняется влиянием процессов периодически меняющейся концентрации рапы бассейна вблизи береговой полосы солеродного бассейна, возможно при частичном участии десцендентных вод. В карналлитовых породах наблюдается замещение карналлита мелкими кристаллами бишофита и каинита. Вторичные процессы частичного замещения карналлита происходили, видимо, при проникновении в осадок растворов с высокой массовой концентрацией, как магния, так и сульфата что определило образование вторичных бишофита и кизерита. Источником этих растворов являлись горизонты пород, обогащенных пелитовым материалом. Выделение воды из них и их смешение с захороненными поровыми растворами и приводило, на стадии диагенеза к такой направленности замещений в породе.

2. *Процессы частичного растворения (окатывания) с последующей (последующим) докристаллизацией (дорастанием).* В Перелюбских разрезах в шлифах встречен галит высаливания со следами растворения (окатанности) в центре кристалла и зонами последующего роста на стадии диагенеза. В центре кристаллов отмечаются сгустки пелита, явившиеся, видимо, центрами кристаллизации. Следы окатывания с последующим дорастанием – “галитовая галька”, зафиксированы в шлифах сильвинитовых пород на Гремячинском месторождении. Наличие регенерационных структур указывает на формирование сильвинитовых пород в обстановках интенсивной гидродинамики близ береговой полосы. Такое предположение подтверждается результатами определений газонасыщенности рапы включений из образцов эвтонического галита продуктивного интервала месторождения, которые позволяют оценивать глубины бассейна на калийной стадии всего в 20–25 м. На Гремячинском месторождении (Равнинный участок) в луговской ритмопачке зафиксированы признаки прекращения калийной седиментации в виде частично растворенных кристаллов сильвина, что указывает на выклинивание ритмопачки.

3. *Процессы коррозии кристаллов калийных и калийно-магниевого минералов за счет воды, выделяющейся при уплотнении глинистой примеси.* Структуры коррозии кристаллов основных минералов солей установлены в шлифах калийных пород в Перелюбских участках, на Равнинном и Даргановском участках Гремячинского месторождения. Формирование таких пород происходило в стадию раннего диагенеза за счет выделения воды из уплотняющегося пелитового материала [Гончаренко, Соломон, 2023].

4. *Процессы переотложения солей* связаны с образованием седиментационных брекчий, сложенных обломками карналлитовых корок. Встречаются в галит-карналлитовых породах, подстилающих калиеносные интервалы. В Перелюбских разрезах установлен интервал переотложения калийно-магниевого пород, подстилающих сильвиниты. На соседнем Краснокутском участке зафиксирован переотложенный горизонт сильвинитов [Соломон и др., 2019]. На Равнинном участке Гремячинского месторождения установлены признаки растворения калийных солей, с образованием реликтовых овальных кристаллов галита, что связано с частичным переотложением пелитового материала, зафиксированное в виде отдельных линз. Выдержанных интервалов переотложения здесь не встречено. В породах преимущественно карналлитового или бишофитового состава на

постседиментационной стадии, в большинстве случаев, существенного изменения минерального состава не происходит, так как в составе рапы резко преобладает лишь один компонент – хлористый магний. Вторичное минералообразование здесь, локализуется в реликтах рапы, зафиксированное в межкристалльных полостях, где встречаются кизерит, карналлит и, возможно даже, тахгидрит. Присутствие последнего предполагается на основании химических анализов бишофитовых пород и рапы включений в галите, парагенном бишофиту [Гончаренко и др., 2016].

Диagenетические процессы в галогенных толщах часто сопровождаются начальными фазами пликативных деформаций, которые зафиксированы в разрезах Гремячинского месторождения. Они обусловлены либо значительными углами наклона дна бассейна и сползанием со склона неполностью литифицированного осадка, либо факторами внутренней соляной тектоники [Свидзинский и др., 2011]. Эти деформации часто имеют локальные проявления в параллельно-слоистой толще породы. Если рапа на начальной фазе диагенеза представляла собой вязкую концентрированную фазу, включающую корки и сгустки галита высаливания, то эти тектонические деформации приводили к формированию брекчиевидных галит-карналлитовых и карналлит-галитовых пород. Начальные фазы деформаций в галогенной толще приводят часто к образованию небольших полостей, заполняющихся мигрирующей остаточной рапой. Ее раскристаллизация приводит к образованию корок или гнезд с поперечно-волоконистой или поперечно-шестоватой текстурой, линз и жиллоподобных тел вторичного карналлита или сильвина.

Обобщение полученных результатов позволяет отметить, что существенное проявление постседиментационных процессов связано с положением участка соленакопления в акватории солеродного бассейна (тупиковый участок, береговая полоса, приподнятый участок дна и пр.). Существенное развитие пелитового материала в породах, поровые растворы которых содержали повышенное количество ионов сульфата, приводит к образованию парагенезисов солей с полигалитом, даже в тех участках солеродного бассейна, в которых, судя по первичным парагенезисам, кристаллизация минералов шла из сильно метаморфизованной рапы с минимумом сульфата. Для Гремячинского месторождения постседиментационные процессы определялись тупиковым положением района. В Перелюбских участках и Краснокутском участке постседиментационные изменения связаны с гидродинамическими движениями рапы близ береговой полосы, о чем свидетельствует появление брекчиевидных текстур, окатанных кристаллов галита с признаками растворения, а затем частичного дорастания.

Комплексный анализ геохимических данных и текстурно-структурных особенностей калийных отложений позволил выделить общие признаки для всех стадий преобразования калийных отложений: 1) закономерное изменение минерального состава пород; 2) образование вторичных пород в результате замещения исходных; 3) последовательный и направленный характер изменения текстурно-структурного облика пород в их разрезе и по простиранию.

Наиболее распространены постседиментационные процессы, способствующие изменению минерального состава исходных пород. Их результатом являются продукты замещения – апокарналлитовый сильвин, апогалитовый сильвин, апогалитовый карналлит, полигалит по сильвину, полигалит по карналлиту, бишофит и каинит по карналлиту. Процессы частичного растворения с последующей докристаллизацией, коррозии кристаллов калийных минералов за счет воды, выделяющейся при уплотнении глинистой примеси встречаются не так часто, при этом не влияют на изменение минерального состава. Переотложение солей зафиксировано в разрезах фланговых скважин Гремячинского месторождения и Перелюбского участка на границах погожского бассейна седиментации. Начальные фазы пликативных деформаций, протекавшие в диагенетическую стадию, отмечаются локально в виде жиллоподобных и брекчированных образований в разрезах скважин Гремячинского месторождения.

Литература

- Валяшко М.Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: МГУ, 1962. 398 с.
Гончаренко О.П., Московский Г.А., Шелепов Д.А. Особенности постседиментационных изменений и аксессуарная минерализация в породах заключительных стадий галогенеза внешней бортовой зоны Прикаспийской впадины // Изв. Саратовского ун-та. Нов. серия. Сер.: Науки о Земле. 2016. Т. 16. № 4. С. 237–240.

- Гончаренко О.П., Соломон М.В.* Нерастворимый остаток нижнепермских сильвинитовых пород западного и северо-западного обрамления Прикаспийской впадины // Изв. Саратовского ун-та. Нов. серия. Сер.: Науки о Земле. 2023. Т. 23. № 4. С. 264–271.
- Свидзинский С.А., Московский Г.А., Петрик А.И.* Нижнепермская галогенная формация западной части Северного Прикаспия. Геология, полезные ископаемые, перспективы промышленного освоения. Саратов: ООО “СП-Принт”, 2011. 280 с.
- Соломон М.В., Гончаренко О.П., Московский Г.А.* Калийные и калийно-магниевые соли погожской ритмопачки западной части северного внешнего бортового обрамления Прикаспийской впадины: литологические особенности и условия формирования // Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка. 2019. № 1. С. 51–59.
- Соломон М.В., Гончаренко О.П.* Генетическая интерпретация текстурно-структурного облика нижнепермских сильвинитовых пород Прикаспийской впадины // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 1. С. 68–84.

РОССЫПНОЙ НЕФРИТ р. ЦИПА, ВИТИМСКОЕ НАГОРЬЕ

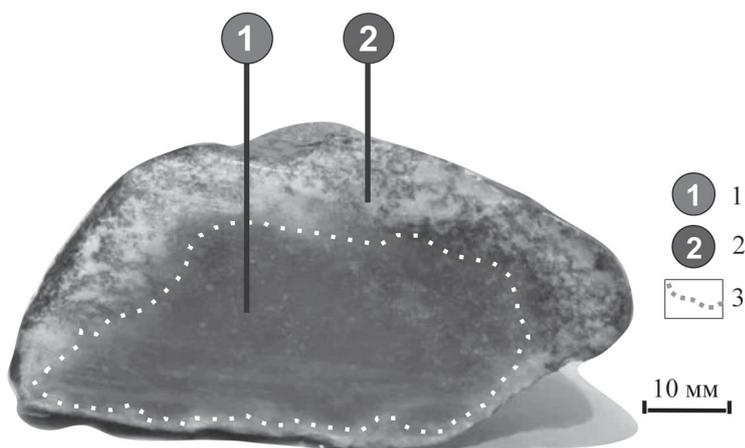
Сотникова В.Ф., Сунгатуллин Р.Х.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань,
e-mail: vasilina0917@gmail.com

Нефрит – плотный вязкий скрытокристаллический спутано-волокнистый агрегат моноклинного амфибола тремолит-актинолитового ряда с химической формулой $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$. Месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: 1) апоультрамафитовый (апосерпентинитовые метасоматиты офиолитов) и 2) апокарбонатный (аподоломитовые тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны). Кроме того, существуют россыпные месторождения нефрита, формирующие вторичные скопления около коренных тел или в аллювии рек, протекающих через нефритоносные массивы [Сутурин, Замалетдинов, 1984]. В процессе длительного взаимодействия с водным потоком и атмосферой в россыпном нефрите происходит естественное облагораживание. Менее устойчивые минералы разрушаются, сохраняется крепкое ядро, которое относится к сырью высокого качества. Также при воздействии экзогенных процессов в гальке нефрита образуется каемка прокрашивания, которая придает россыпному нефриту дополнительные декоративные свойства (рис. 1). Наиболее изучен коренной (первичный) нефрит; россыпной (вторичный) нефрит, состоящий из глыб, валунов, гальки, изучен недостаточно.

Объектом исследования являются нефритовые гальки из аллювия р. Ципа в Витимском нефритоносном районе на территории Республики Бурятия. Гальки нефрита преимущественно эллипсоидальной формы с размером длинной оси 60–100 мм, короткой оси – 38–75 мм. Предполагаемым коренным источником россыпного нефрита является Кавотинское месторождение нефрита в 30 км выше по течению р. Кавокта – левого притока р. Ципа. Кавотинское месторождение относится к аподоломитовому типу; вмещающими породами являются образования позднего протерозоя. Отбор нефритовых галек из аллювиальных отложений р. Ципа проводился сотрудниками Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Россыпной нефрит из аподоломитового типа представляет особый интерес. Здесь каемки прокрашивания мощностью до нескольких сантиметров могут иметь разнообразные структуры и цветовую гамму, что значительно повышает художественно-декоративные характеристики россыпного нефрита. В научной литературе недостаточно сведений о сходстве и различиях неизмененного ядра и приобретенной каемки прокрашивания россыпного нефрита, а также неясна степень влияния экзогенных условий на формирование “корки”.

Изучение 6 аллювиальных галек нефрита проводилось одним из авторов на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin (Carl Zeiss) в Междисциплинарном центре “Аналитическая микроскопия” Казанского федерального университета. Микроскоп оснащен спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-Max (Oxford Instruments). В научно-образовательном центре “Геотермохронологии” КФУ методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (ThermoFisher Scientific) изучен химический состав галек на 59 элементов (аналитик К.Р. Миннебаев), а с помощью метода комбинационного рассеивания на рамановском конфокальном микроскопе inVia Qontor Renishaw



изучен химический состав галек на 59 элементов (аналитик К.Р. Миннебаев), а с помощью метода комбинационного рассеивания на рамановском конфокальном микроскопе inVia Qontor Renishaw

Рис. 1. Внутреннее строение гальки россыпного нефрита.

1 – ядро, 2 – каемка прокрашивания, 3 – линия границы между ядром и каемкой прокрашивания

исследован минеральный состав образцов (аналитик А.Р. Сафиуллина). Также минералы определялись методом рентгеновской дифракции на порошковом дифрактометре PowDix600 в институте “ТатНИПИнефть” ПАО “Татнефть” (г. Альметьевск), аналитик В.Р. Бикбаева.

В минеральном составе аллювиальных галек нефрита р. Ципа преобладает моноклинный амфибол тремолит-актинолитового ряда. Содержание амфибола в ядре составляет 82–89%, в каемке прокрашивания – 62–97%. В ядре россыпного нефрита встречаются также хлорит, диопсид, флогопит, антигорит, а в кайме прокрашивания – хлорит, диопсид, флогопит, магнетит.

Результаты химического состава аллювиального нефрита р. Ципа и коренного нефрита Кавоктинского месторождения [Гомбоев и др., 2017; Кислов и др., 2023] показали их генетическую связь. По сравнению с коренным нефритом, в ядре аллювиальных галек повышены содержания Al_2O_3 , FeO, Na_2O , K_2O , MnO. При этом в большинстве галек содержания железа и марганца повышаются от ядра к каемке прокрашивания, что можно объяснить новообразованием в последней гидроксидов Fe и Mn. Это подтверждает данные о существенном увеличении содержания трехвалентного железа при стабильном содержании двухвалентного железа в нефритах, подвергшихся экзогенным преобразованиям [Гомбоев и др., 2017]. Нами установлен факт интенсивности проявления вторичных преобразований нефрита в экзогенных условиях в зависимости от содержания железа в первичном нефрите. По данным ICP-MS гальки нефрита с наибольшей концентрацией Fe в ядре имеют более интенсивно преобразованную “корку”, чем гальки с меньшим содержанием Fe в ядре и тонкой каемкой прокрашивания.

Элементами-хромофорами для нефрита являются Fe, Mn, Cr, Ti. Исследованные нами образцы галек по окраске ядра объединены в 3 группы: белый нефрит, зеленый нефрит, нефрит темно-зеленый до черного. Проведенный анализ выявил, что от светлоокрашенных к темноокрашенным нефритам увеличиваются содержания железа и марганца, которые являются основными элементами-хромофорами для россыпного нефрита р. Ципа. В белом нефрите наибольшие содержания хрома, в темно-зеленом и черном нефрите отмечаются повышенные содержания титана.

Установлены статистически значимые различия для содержаний микроэлементов в ядре и в каемке прокрашивания. В каемках выше содержания Co и Ba и ниже содержания Ti, Cr, Rb, Sr, Y, Nb, Mo, Sn, Cs, Dy, Ho, Er, Ta, Pb, U. Диапазон суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) в ядре и в каемке прокрашивания практически одинаков и составляет, соответственно, 3.48–28.67 г/т и 2.85–26.60 г/т. Наблюдается небольшая отрицательная Eu-аномалия, что может быть связано с восстановительной средой формирования коренного нефрита.

Таким образом, впервые проведенные исследования аллювиального нефрита р. Ципа с помощью высокоточных методов позволили установить его генетическую связь с коренным нефритом Кавоктинского месторождения. Установлен минеральный состав внутренней и внешней частей аллювиальных галек нефрита. Выявлены особенности химического состава каемок прокрашивания в связи с их формированием в экзогенных условиях. Мелкозернистость тремолита и небольшое количество аксессуарных минералов являются основными характерными признаками высококачественного россыпного нефрита. Полученные результаты могут использоваться как диагностические признаки россыпного нефрита.

Литература

- Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 44–50.
- Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г. Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования // Горные науки и технологии. 2023. Т. 8. № 2. С. 195–206. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75>
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С. Нефриты. Новосибирск: Наука, 1984. 150 с.

ВЛИЯНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УГЛЕЙ НА СОДЕРЖАНИЕ В НИХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ

Стукалова И.Е.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: iestukalova@mail.ru

В настоящее время необходимо подчеркнуть важность изучения петрографического состава и внутренней структуры углеобразующих компонентов углей. Разные микрокомпоненты аккумулируют разное количество углеводородных газов. Угли телинитовой структуры аккумулируют большее количество газов, по сравнению с углями коллинитовой структуры. Повышенное содержание газов в углях может создавать взрывоопасные ситуации при их разработке в угольных шахтах. Выяснение внутренней структуры углей является необходимой составляющей процесса их изучения и безопасного ведения шахтных работ.

П.П. Тимофеевым и Л.И. Боголюбовой в результате работ по углепетрографическому изучению углей и палеогеографических обстановок накопления угольных пластов среднего карбона Донбасса были выяснены особенности структуры вещества углей и степень разложения гелефицированного вещества [Тимофеев, Боголюбова, 1980]. Были выделены четыре типа структур вещества углеобразующих микрокомпонентов: телинитовая, посттелинитовая, преколлинитовая и коллинитовая. Была разработана классификация углей, которая Международным комитетом по петрологии углей принята как Система Геологического института АН СССР, Москва [Тимофеев, 2006].

Угли телинитовой структуры с отчетливо выраженным клеточным строением растительной древесной ткани имеют наибольшую пористость, а, следовательно, могут аккумулировать наибольшее количество углеводородных газов. Угли посттелинитовой структуры со слабо нарушенными клеточными полостями растительных тканей аккумулируют значительное количество углеводородных газов. Угли преколлинитовой структуры со значительной деформацией клеточных полостей и закрытием пор аккумулируют меньшее количество углеводородных газов. А угли коллинитовой структуры с закрытыми деформированными порами содержат наименьшее количество газов.

П.П. Тимофеев придавал большое значение изучению структуры вещества углей в связи с повышенной насыщенностью газовой фазой углей телинитовой группы, и подчеркивал необходимость определения микрокомпонентного состава углей. От этого во многом он считал зависит безопасность ведения геологоразведочных и горных работ и добычи угля в угольных бассейнах. Им предложена следующая подробная схема связи петрографического состава углей, палеогеографических условий их накопления, генезиса и опасности углей для выбросов газа метана в шахтах, в виде табл. 1.

В процессах углефикации в угольных пластах образуется огромное количество углеводородных газов. Углеводородные газы в углях содержатся в свободном, сорбированном и глубокосорбированном состоянии. Сорбированные газы аккумулируются в поровом пространстве. При вскрытии угольных пластов и снижении давления происходит последовательное выделение газов, от легких (метана) к тяжелым гомологам метана [Лебедев, Стукалова, 2013].

Безопасное ведение шахтных работ предполагает детальное изучение геологической обстановки на участке выемки пластов, вещественного состава углей и вмещающих пород, их петрографического состава и качества, степени метаморфизма, нарушенности пластов, концентраций метана и его тяжелых гомологов в пространстве шахтной выемки и многих других параметров.

Литература

- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Развитие идей в области познания вещественно-петрографического состава и генезиса органического вещества // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 96–109.
- Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука, 2006. 204 с.
- Лебедев В.С., Стукалова И.Е. Углеводородные газы в углях Донецкого бассейна // Геология и разведка. 2013. С. 30–35.

Таблица 1

**Генетическая классификация гумусовых углей бассейнов и месторождений России и стран СНГ
(бывший СССР), автор П.П. Тимофеев**

I. Угли со слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей		
I. Первая генетическая группа углей	1) Геленито-телинитовые угли (1-1) 2) Семигеленито-телинитовые угли (1-2) 3) Семифюзинито-телинитовые угли (1-3) 4) Гелифюзинито-телинитовые угли (1-4) 5) Фюзинито-телинитовые (1-5)	Опасные угли для выбросов угля и газа метана в шахтах
II. Угли с относительно слабой степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей		
II. Вторая генетическая группа	1) Геленито-посттелинитовые угли (1-2) 2) Семигеленито-посттелинитовые угли (2-2) 3) Семигеленито-фюзинитовые посттелинитовые угли (2-3) 4) Гелифюзинито-посттелинитовые угли (2-4) 5) Фюзинито-посттелинитовые (2-5)	Опасные угли для выбросов угля и газа метана в шахтах
III. Угли с относительно сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей		
III. Третья генетическая группа	1) Геленито-преколлинитовые угли (1-3) 2) Семигеленито-преколлинитовые угли (2-3) 3) Семифюзинито-преколлинитовые угли (3-3) 4) Гелифюзинито-преколлинитовые угли (4-3)	В порядке исключения (Не опасные угли для выбросов угля и газа метана в шахтах)
IV. Угли с сильной степенью разложения лигнино-целлюлозных тканей		
IV. Четвертая генетическая группа	1) Геленито-коллинитовые угли (1-4) 2) Семигеленито-коллинитовые угли (2-4) 3) Семифюзинито-коллинитовые угли (3-4) 4) Гелифюзинито-коллинитовые угли (4-4)	В порядке исключения (Не опасные угли для выбросов угля и газа метана в шахтах)
V. Угли с почти полным разложением лигнино-целлюлозных тканей		
V. Пятая генетическая группа	1) Лейптинитовые угли с геленито-коллинитом (1-5) 2) Лейптинитовые угли с семигеленито-коллинитом (2-5) 3) Лейптинитовые угли с семифюзинито-коллинитом (3-5) 4) Лейптинитовые угли с гелифюзинито-коллинитом (4-5)	Полностью нейтральны (Не опасные угли для выбросов угля и газа метана в шахтах)

РИФОГЕННЫЕ МИКРОФАЦИИ МАДМОНСКОЙ И ХОДЖАКУРГАНСКОЙ СВИТ (ПРАЖСКИЙ И ЭМСКИЙ ЯРУСЫ) В РАЗРЕЗЕ ЗИНЗИЛЬБАН В КИТАБСКОМ ГЕОПАРКЕ (УЗБЕКИСТАН)

Тарасенко А.Б., Михайлова Е.Д.

Горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург,
e-mails: etele1@ya.ru; edmich@mail.ru

В Узбекистане на территории Китабского геопарка (Зеравшано-Гиссарская горная область, Южный Тянь-Шань) представлена полная последовательность конодонтовых зон нижнего девона и расположена GSSP нижней границы эмского яруса нижнего девона (Stop 8). Она находится на левом борту сая Зинзильбан (левый приток р. Джиндыдаря) и соответствует основанию зоны kitabicus. Этот уровень проходит в 58 см выше отчетливого литологического контакта мадмонской и ходжакурганской свит [Elkin et al., 1997; Ёлкин и др., 2011]. Он принят за типичное проявление эвстатического события Zinzilban Event [Ёлкин, 1994], отождествляемого с началом Злиховской трансгрессии [House, 1985, p. 17]. Разрезы Китабского заповедника могут использоваться для решения спорных вопросов ярусного и подъярусного деления нижнего девона [Михайлова, Ким, 2018]. Тем не менее, проблемам фациальной зональности и цикличности нижнедевонских отложений уделено недостаточно внимания.

Выходы мадмонской и ходжакурганской свит прекрасно обнажены по обеим сторонам сая Зинзильбан. В интервале от Stop 5 до Stop 8 залегают известняки мадмонской свиты. Далее вверх по саю, от Stop 8 до Stop 11, прослеживаются выходы карбонатных пород ходжакурганской свиты. Мадмонская свита (~800 м) отвечает мадмонскому надгоризонту лохкова и праги (в сае Зинзильбан представлен только пражский интервал разреза). Ходжакурганская свита (~720 м) соответствует нижней половине ширдагского надгоризонта эмса и включает зинзильбанские (100–112 м), норбонакские (130 м), джаусские (123 м) и обисафитские (356 м) слои (выходы верхних двух стратонов расположены южнее изученной линии разреза).

Во время полевых работ в Геопарке в 2015 г. было выполнено опробование разрезов зинзильбанских и норбонакских слоев ходжакурганской свиты в точках Stop 8–Stop 11 по слоям, выделенным Ёлкиным и др. [2011]. Монотонный разрез мадмонской свиты в интервале Stop 5–Stop 8 детально не изучался, были сделаны лишь краткие записи при смене литологических разностей и отобраны пробы на шлифы. Всего в коллекции, хранящейся на кафедре исторической и динамической геологии Горного университета, насчитывается порядка 50 образцов и шлифов. По комплексу первичных признаков, выявленных макроскопически и благодаря оптико-микроскопическому исследованию, породы были разделены на микролитотипы, которые отнесены к определенным микрофациям [Уилсон, 1980].

Среди известняков мадмонской свиты наиболее распространены следующие разности:

– светло-серые массивные насыщенные несортированные водорослево-крупнопеллоидные (0.5–3.0 мм) тонкоспаритовые известняки с кораллитами ругоз и члениками криноидей (шлифы 7/1, 7/3, 7/10, 7/11, 8/1), (рис. 1а). Данный микролитотип соответствует микрофации 6D Дж. Уилсона – пологому склону органогенной постройки, условия осадконакопления характеризуются как гидродинамически активные;

– серые органогенно-обломочные насыщенные спаритовые известняки с микритизированными фрагментами раковин брахиопод, обрывками мшанок и водорослей, пеллоидными комочками (0.1–0.3 мм) и члениками криноидей (шлиф 7/2), (рис. 1б). Высокая гидродинамика, небольшие глубины накопления отложений реконструируются по составу и сохранности организмов и соответствуют микрофации ядра рифа (8D);

– серые плитчатые известняки, представленные чередованием тонкоспаритовых и микритовых слойков с пеллоидными комочками (0.2–1.0 мм) и обломками раковин брахиопод (шлифы 7/5, 7/6, 7/8), (рис. 1в). Переменная гидродинамика и прерывистая седиментация – характерные условия для краевой части зарифовой лагуны – микрофации 11D;

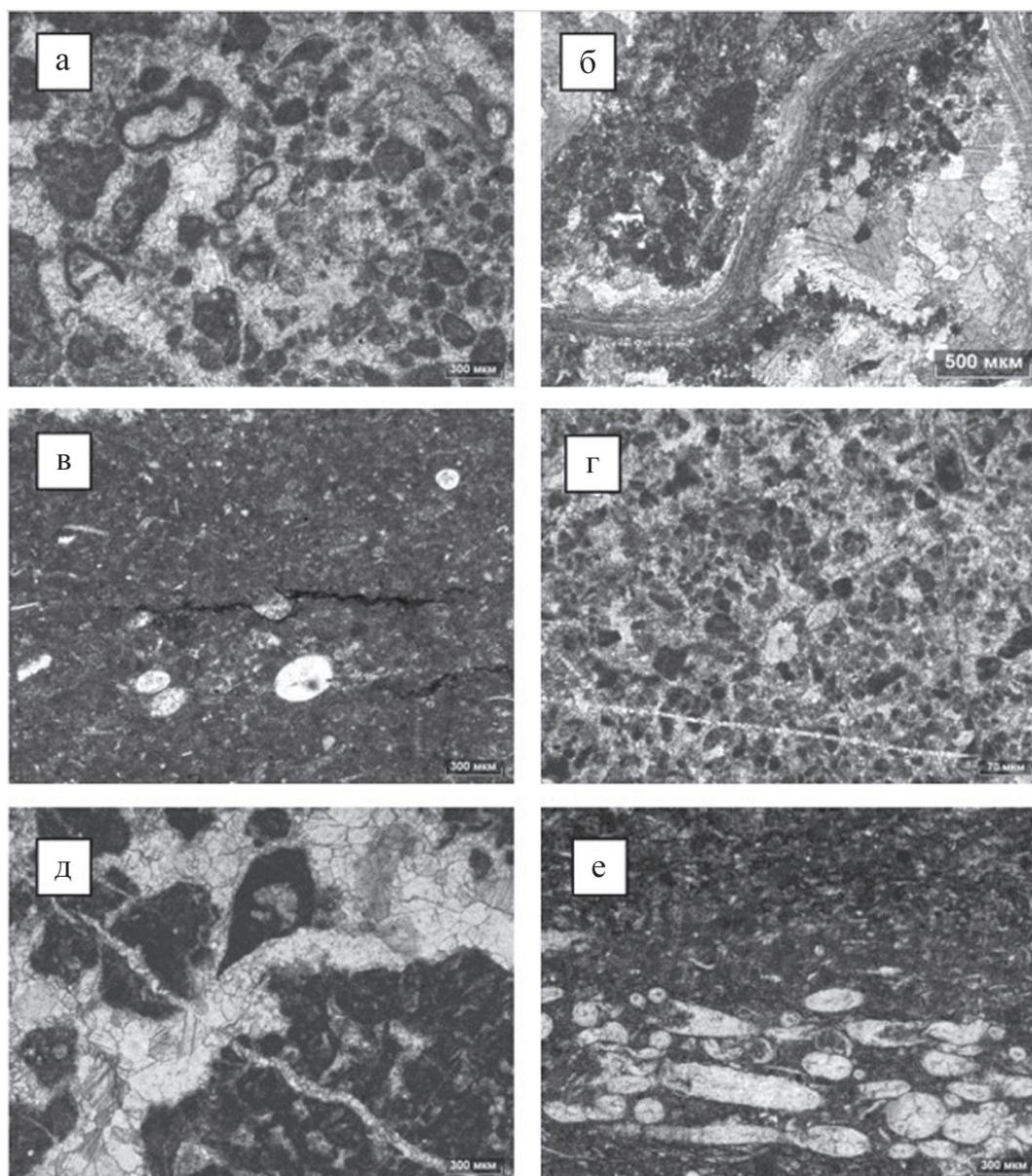


Рис. 1. Микролитотипы известняков мадмонской и ходжакурганской свит по саю Зинзильбан в Китабском геопарке в порядке упоминания в тексте:

а – шлиф 7/3, б – шлиф 7/2, в – шлиф 7/5, г – шлиф 7/9, д – шлиф 8/7, е – шлиф 8/6

– темно-серые насыщенные пелмикритовые (0.1–0.5 мм) известняки с раковинками остракод (шлифы 7/4, 7/7, 7/9) (рис. 1г). Отложения могли накапливаться в тиховодных обстановках внутренней части зарифовой лагуны – микрофация 12D.

Характерными микролитотипами зинзильбанских и норбонакских слоев ходжакурганской свиты являются:

– серые толстоплитчатые (50–70 см) спаритовые пеллоидно-органогенно-обломочные и детритовые известняки, в которых содержатся стебли и членики криноидей, кораллиты ругоз, обрывки мшанок, корочки строматопороидей, фрагменты раковин брахиопод и трилобитов (шлифы 8/7, 11/1, 11/5), (рис. 1д). Вероятно, отложения накапливались в нормально морских условиях – в обстановках предрифового пространства, за счет снесенных с органогенной постройки остатков

преимущественно каркасостроящих организмов. Такие черты седиментации отвечают микрофации 3D Дж. Уилсона;

– темно-серые тонкоплитчатые (0.5–10.0 см) микритовые градационно- и ламинационно слоистые известняки с намывами раковинок тентакулитов, фрагментов водорослей и пеллоидных комочков (шлифы 8/2, 8/3, 8/4, 8/6, 8/8, 10/1, 10/2, 11/2, 11/3, 11/4), (рис. 1e). Перечисленные особенности пород указывают на гидродинамически спокойные условия седиментации. Данный микролитотип, вероятно, отвечает микрофации 2D – бассейновой впадине, расположенной у подножия органогенной постройки.

Выделенные микролитотипы и реконструированные по ним микрофации позволяют говорить о сложном строении китабского рифового массива, развивавшегося на протяжении лохковского, пражского и начала эмского веков. О постепенном углублении бассейна свидетельствует смена во времени микрофаций зарифовой лагуны, микрофациями рифового ядра, склона и предрифовой впадины, а позднее и гемипелагическими обстановками (джаусское время) [Mikhailova, Tarasenko, 2023].

Литература

- Ёлкин Е.А., Изох Н.Г., Сенников Н.В., Язиков А.Ю., Ким А.И., Ерина М.В. Важнейшие глобальные седиментологические и биологические события девона Южного Тянь-Шаня и юга Западной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 3. С. 24–31.
- Ёлкин Е.А., Бахарев Н.К., Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Сенников Н.В., Ким А.И., Ерина М.В., Рахмонов У.Д., Цмейрек Е.С. Литостратиграфия стратотипического разреза нижней границы эмского яруса (GSSP) нижнего девона (сайт Зинзильбан, Зеравшано-Гиссарская горная область, Узбекистан) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. № 15. С. 7–24. (Приложение к журналу “Геология и геофизика”. Т. 52).
- Михайлова Е.Д., Ким А.И. Проблемы международной стратиграфической шкалы нижнего девона и границы нижнедевонских ярусов в Южном Тянь-Шане // Зап. Горного института. 2018. Т. 232. С. 347–356.
- Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 463 с.
- House M.R. Correlation of mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations // Nature. 1985. V. 313. No. 3. P. 17–22.
- Mikhailova E.D., Tarasenko A.B. Hemipelagic Deposits of the Emsian (Dzhaus Beds, Lower Devonian) in the West of the Zeravshan Range, Kitab Geological Park, Uzbekistan // Stratigr. Geol. Korrel. 2023. V. 31. No. 5. P. 116–139.
- Yolkin E.A., Kim A.I., House M.R., Weddige K., Talent J.A. Definition of the Pragian/Emsian Stage boundary // Episodes. 1997. V. 20. No. 4. P. 235–240.

АПОГРАНИТОВЫЕ ТЕКТОНИТЫ. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА ПАО “СУРГУТНЕФТЕГАЗ”)

Трофимова Е.Н., Артюшкина Е.В., Быкова О.А., Дякина А.В., Левин А.В.,
Косолапова О.В., Новикова Н.В., Сахарова В.Р., Цесарж И.Л.

*“СургутНИПИнефть”, ПАО “Сургутнефтегаз”, г. Тюмень,
e-mails: 4trofi@surgut.ru; elenatrofimova2021@vk.com*

Введение. Анализ литологического изучения керна (далее ЛИК) за 20 лет привел авторов к следующему выводу – весь монолитный керн отобран из зон низкой или средней продуктивности. Керн из зон высокой продуктивности извлекается крайне редко и в разрушенном виде. ЛИК и петрофизические параметры (далее ПФП) объекта изучения являются одним из примеров данного вывода. Изучение керна объекта освещено в предшествующей работе [Трофимова и др., 2019, 2020], где дана литологическая характеристика апогранитовых пород в зоне тектонизации и генерации УВ.

Данная работа посвящена вопросу изучения коллекторских свойств нетрадиционного коллектора. Основная цель работы – оценка и визуализация основных петрофизических параметров апогранитовых тектонитов.

Объект. Объект изучения – керн № 7-8, отобранный из верхней продуктивной части гранитного массива (далее Объект). Нефтенасыщение (85%) Объекта приурочено к зоне (2503.5–2525.9 м) дезинтеграции и динамометаморфического преобразования гранита. Основной (71%) коллектор Объекта – апогранитовые тектониты со средне-крупнозернистой структурой, из них 6% с повышенной степенью дробления.

Методы. Определение петрофизических параметров проведено в рамках стандартного комплекса исследований. Тектониты с средне-крупнозернистой апогранитовой структурой изучались по цилиндрам с диаметром 5 см (5 × 3 см). Тектониты с тонко-мелкозернистой структурой (тектонокластолиты, ультратектониты) – по цилиндрам с диаметром 3 см (3 × 3 см). Часть цилиндров раскололись по поверхностям трещин и сланцеватости в процессе изготовления, экстракции и лабораторного изучения. Большая часть крупных (5 × 3 см) цилиндров сохранили свою целостность. Изготовление и отбор образцов на ПФП опирался на данные профильной проницаемости, которые показали, что все значения $K_{пр} > 1$ мД относятся к трещинной проницаемости. Частота изучения – 2–3 образца на метр коллектора. Образцы изготовлены с учетом текстурного наклона, в участках с наименьшей трещиноватостью.

Петрофизические параметры. В разрезе Объекта выделено 6 полевых типов пород: 1) гранит; 2) тектоногранит (тектонизированный гранит); 3) тектонит апогранитовый; 4) ультратектонит (битектонит) апогранитовый; 5) тектоносланец; 6) тектонокластолит [Трофимова и др., 2019, 2020].

Основным коллектором (~75%, 16.6 м) в зоне нефтенасыщения является апогранитовый тектонит. По типу пустотной емкости коллектор трещино-кавернозно-поровый. В структурном строении породы основная пустотность внутризерновая, приурочена к измененным зернам полевых шпатов. В классификационных перечнях данный тип коллектора относится к нетрадиционным коллекторам метаморфических пород со сложной системой фильтрации флюидов. В объеме образца цилиндра (5 × 3 см) емкостный объем зависит от количества нефтяных пятен, которые в основном приурочены к зернам полевых шпатов, проницаемость от количества и раскрытости трещин. В зоне дробления значения $K_{пр}$ увеличиваются на 1-2 порядка, значения K_p на 1-2 единицы. Самые низкие значения пористости наблюдаются в зонах милонитизации, где участки с нефтенасыщением единичны. В цилиндрах с проницаемостью меньше 1 мД пятна нефтенасыщения не соединены проводящей трещиноватостью. В цилиндрах со значениями более 1 мД на проницаемость влияет сообщение и раскрытие трещин. Значения проницаемости в цилиндрах из монолитных участков породы отражают низкую продуктивность данных пород.

Следом за тектонитом по значимости идет ультратектонит (~7%, 1.6 м) или битектонит (тектонизированный тектонит). Порода катакластическая, сланцеватая, неравномерно и дискретно карбонатная. По типу пустотной емкости коллектор поровый (до 1 мм). Пустотность межзерновая

и частично внутризерновая, последняя приурочена к раздробленным зернам полевых шпатов апогранитовых тектонитов. В классификационных перечнях данный тип коллектора относится к нетрадиционным коллекторам метаморфических пород. В объеме образца-цилиндра (3 × 3 см) пористость зависит от размерности зерен. Наличие субтекстурных трещин сланцеватости существенно увеличивает проницаемость. Максимальные значения пористости приурочены к участкам с максимальной интенсивностью свечения нефтенасыщения. Минимальные значения пористости наблюдаются в зонах милонитизации, которая вытесняет УВ из ультратектонитов и образует криптозернистые непроницаемые породы-изоляторы. Наиболее мощный участок милонитизации закономерно приурочен к разрывному нарушению, вдоль которого порода переходит в тектоносланец.

Низкие значения пористости тектоногранита указывают на законсервированность УВ в кристаллической решетке полевого шпата и согласовываются с выводами авторов о зарождении УВ [Трофимова и др., 2019, 2020]. Низкие ПФП гранитов согласовываются с мировыми данными.

В отечественных публикациях часто используют словосочетания “гранит нефтенасыщенный” или “риолит нефтенасыщенный”. Комплексное изучение пород объекта указывает, что участки с нефтенасыщением однозначно приурочены к участкам тектонизации, а значит к тектонитам. Применительно к нефтенасыщенным коллекторам объекта словосочетание “гранит нефтенасыщенный” некорректно. По изучению керна пород доюрского комплекса Западной Сибири только в апомагматических тектонитах выявляется нефтенасыщение. Венчающие объект тектонокластолиты характеризуются низкими ПФП даже в образцах с пятнами нефтенасыщения.

Заключение. Средние значения основных ПФП всего объекта низкие. Среднее значение пористости – 11%. Среднее значение проницаемости – 1.8 мД. Два образца в зоне дробления (Кпр 23 мД, 125 мД) увеличивают проницаемость всего объекта в 3 раза – 5.6 мД. Все значения Кпр > 1 мД (40% по цилиндрам, 65% на поверхности керна) относятся к трещинной проницаемости. Максимальные значения Кпр наблюдаются в нижней части объекта по разные стороны разрывного нарушения – в зоне дробления тектонита (1.5 м) и в зоне ультратектонита (1.6 м). Полноразмерный облик и стопроцентный вынос керна отражают низкую продуктивность объекта, подтвержденную данными ПФП и испытания без применения методов интенсификации.

Литература

- Трофимова Е.Н. и др. Граниты. Тектонизация, УВ-зарождение, нефтенасыщение (по материалам изучения керна на месторождениях ПАО “Сургутнефтегаз”) // Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири. Ханты-Мансийск: ООО “ИздатНаукаСервис”, 2019. Т. 2. С. 178–206.
- Трофимова Е.Н. и др. Граниты. Тектонизация, УВ-зарождение, нефтенасыщение (по материалам изучения керна на месторождениях ПАО “Сургутнефтегаз”) // От анализа вещества – к бассейновому анализу / Мат-лы 13 Урал. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. С. 278–281.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА ПАО “СУРГУТНЕФТЕГАЗ”)

**Трофимова Е.Н., Артюшкина Е.В., Быкова О.А., Дякина А.В., Косолапова О.В.,
Новикова Н.В., Сахарова В.Р., Травина Ю.А., Цесарж И.Л.**

*“СургутНИПИнефть”, ПАО “Сургутнефтегаз”, г. Тюмень,
e-mails: 4trofi@surgut.ru; elenatrofimova2021@vk.com*

Глинистые породы – породы, у которых суммарное содержание пелитовых частиц (<0.005 мм) составляет 50% и более. Все существующие классификации глинистых пород основаны на аналитических данных и не могут применяться при изучении горных пород в колонке керна. Освещенные в работе данные, получены при комплексном литологическом изучении керна (ЛИК) глинистых пород в Западной Сибири. Комплекс изучения помимо макроуровня включает мезо-, мезо- и микроуровни. Способ исследования [Трофимова и др., 2017] отражает характеристики пород, получение которых невозможно из данных аналитических исследований.

По статистическим данным ЛИК глинистые породы в колонке керна составляют 60–70%. В разрезе Западной Сибири глинистые породы слагают не только флюидоупоры и изоляторы, но и являются нетрадиционными коллекторами и генераторами углеводородов. Запасы в глинистых породах относятся к трудноизвлекаемым.

При ЛИК глинистых пород используется термин “аргиллиты”. Макроскопически выделяются тонко-крупнодисперсные и псаммито-алевритовые аргиллиты. Разделение на литотипы по взаимодействию с водой не применяется по причине того, что все “чистые” аргиллиты в разрезе Западной Сибири размокают в воде. Данный факт подтверждается ребристо-бугристой “размытостью” полноразмерной поверхности керна, намоканием и разрушением после взаимодействия с водой (бурение, мойка, распиловка). Скорость размокания у аргиллитов разная. В наблюдениях последних лет отмечено, что в местах тектонизации аргиллиты размокают и разрушаются быстрее, иногда за минуты, иногда за секунды. Наличие примесей (силикатных, карбонатных, кремнистых), псаммито-алевритовой кластики, а также битумонаполнение, окремнение и карбонатизация делают аргиллиты более связными или компетентными. У таких пород полноразмерная поверхность керна ровная.

В колонке керна глинистые породы представлены прослоями, слоями, линзами, обломками. Последние часто наблюдаются в продуктивных нефтяных объектах. В объеме колонки керна выделяются только обломки с малым размером (от долей миллиметра до 8 см). Обломки более 8 см имеют облик прослоев и однозначно определяются только в случае попадания их краевой части. В иных случаях крупнопфсефитовые обломки могут только предполагаться, например, по характерным для обломков краям и сколам, а также по схожей литологии с мелкообломочными включениями. Иногда, могут предполагаться и крупные обломочные блоки (олистоплаки). Например, в объекте № 8 (668) крупные обломочные блоки псаммито-алеврито-глинистых отложений были выделены по характеру контактов с продуктивным песчаником и отсутствию в них нефтенасыщения. В данном объекте контакты “прослоев” либо с несогласными разнонаправленными краями, либо с деформированными краями, пронизанными нефтенасыщенными псаммитовыми инъекциями. При обломочном характере “прослоев” флюидонасыщение объекта № 8 (668) однофазное (нефть), при слоистом – двухфазное (нефть + вода).

Не менее 90% аргиллитов характеризуются темной окраской. Прямой связи “цвет–структура” у глинистых пород нет. Но, как правило, псаммито-алевритовые – светлее, тонко-крупнодисперсные – темнее. И, как правило, темные межпластовые тонко-крупнодисперсные аргиллиты с морской фауной. Восприятие цвета имеет субъективный характер, поэтому в описании аргиллитов используются в основном цвета буро-серого или черно-серого ряда. К основной окраске добавляется только явный цветной оттенок, например, охристый, зеленоватый, голубоватый.

Текстурно-структурные свойства моноокрашенных аргиллитов макроскопически не видимы. Присутствие псаммито-алевритовой кластики, вторичных минеральных компонентов (пирит, кальцит, доломит, сидерит, глауконит и др.) изменяют окраску, способствуют проявлению

скрытого текстурного рисунка. Последний на полноразмерной поверхности керна не всегда имеет контрастный и однозначный вид. Осветление окраски отмечалось вдоль секущих трещин. В зонах замещения (кальцитизация, сидеритизация, пиритизация), где глинистый состав “съедается” вторичными минералами, наблюдается переход аргиллитов в другие литологические разности. На ранних стадиях перехода первичный текстурный рисунок сохраняется. Например, переход темного сланцеватого аргиллита в светлый компетентный псаммоалевролит в зоне кальцитизации. Разрыв с зеркалом скольжения по контуру зоны указывает на возможность тектонического отрыва. Наличие одиночных компетентных будиноидов в глинистой массе может быть результатом отрыва и перемещения округлых зон минерального замещения (псевдобудинаж) в процессе тектонического течения.

Применение технологии распиловки состыкованного керна дает возможность получить данные, скрытые на полноразмерной поверхности, особенно о трещиноватости, текстурной геометрии и УВ-насыщении. Хочется отметить, что характеристики глинистых пород на полноразмерной и на спиленной поверхности часто дополняют друг друга, но не всегда имеют закономерную связь. “Чистые” аргиллиты характеризуются повышенной трещиноватостью, по которой данные породы разрушаются при бурении, после извлечения из недр, при воздействии воды, мороза. Это основная причина невозможности распиловки аргиллита без искусственного сцепления (например, скотчкования). Процесс скотчкования аргиллитов очень трудозатратный, поэтому применяется в основном в зонах углеводородного насыщения или крупных дислокаций. Для сохранения сплошности керна при распиловке, глинистые породы скотчуются с большой плотностью (4 оборота и более). При таком подходе после распиловки и керна, и “щечка” остаются скрепленными со скотчем. При распиловке без скотчкования “щечка” аргиллитов, как правило, разрушается. Распиловка с плотным скотчкованием выявила связь между толщиной спила и “проявлением” рисунка скрытой трещиноватости. На ряде изученных объектов рисунок трещиноватости сдвиговой тектоники полностью “проявился” только на “щечке” керна. Направление распиловки [Трофимова и др., 2020, Трофимова, Косолапова, 2022] керна выбирается согласно установленным в компании правилам и приемам. При возможности спиленная поверхность глинистых пород сканируется и исследуется комплексно (макро-, мезо-, микро-, в УФО). Работа с фото- и сканоизображениями поверхности керна позволила сделать ряд крупных схематических структурных реконструкций в зонах дислокаций. Характер пластических деформаций (складчатых форм) затронут в нескольких публикациях авторов. Основная часть реконструкций визуализирована в работах авторов последних пяти лет. Две из последних (2019–2020 гг.) реконструкций выполнены по керну глинистых отложений двух скважин крупного месторождения и характеризуют сложную геометрию их залегания в подошве меловых отложений. На реконструкциях отображены участки (3×7 м, 2×15 м) отложений с флексурными перегибами, осложненными разрывными нарушениями со смещениями. В обоих случаях отложения граничат с верхнеюрскими битуминозными породами. На реконструкции 2020 г. визуализированы две зоны крупных флексурных перегибов. Между зонами угол наклона отложений в колонке керна $\sim 25^\circ$. И в верхней, и в нижней зонах конфигурации флексурных изгибов подобны и субпараллельны. Перегибы осложнены разрывными нарушениями со смещениями. Видимые смещения в изгибах от долей мм до 10 см. Отмечаются крупные повторяющиеся участки, отражающие субгоризонтальные смещения до 1.0 м. Высота флексурных изгибов без учета смещений 3–4 м. Высота пластических (складчатых) перегибов 0.5–2.0 мм. В подошве нижней флексуры порода более деформирована (складки, разрывы, ряды разрывов со ступенчатыми смещениями, блоки надвиговых повторов). Вдоль разрывов отмечаются поверхности скольжения. В складчатых перегибах мощность текстурных полос увеличивается, на крыльях местами наблюдается сильное уплотнение (до микро), которое стирает макротекстурный рисунок полос. Микротонкая глинистая полосчатость сопровождается субгоризонтальными смещениями (от макро до микро), которые способствуют или формируют макроскопическую волнистость. На фоне субпараллельной линейности глинистых пород полосы кластических пород характеризуются ступенчатым будинированием, разлинзованностью, дилатационной деформированностью, инъективным характером. При изучении данных реконструкций выявлены участки со схожим структурным рисунком на разных уровнях изучения. Структурные изображения на мезо- и микроуровнях могут быть основами для понимания

структурного облика отложений на мегауровне. А так же быть эталонами (или индикаторами) при изучении керн и для геодинамических реконструкций. Объемное изображение глинистых отложений на реконструкциях существенно изменяет представление о характере залегания флюидоупоров, объясняет сопоставимость мощностей отложений в скважинах с преобладанием кластических пород со скважинами, где преобладают глинистые породы. Графика малых форм дислокации дает банк изображений для представления текстурного рисунка отложений на мегауровне. Характерной особенностью пластических форм в глинистых отложениях является их субпараллельная текстурная линейность, которая вне деформаций принимается за горизонтальную слоистость. Характер полосчатости в малых складчатых формах дает возможность предполагать (или даже определять) их в колонке керн из линейных участков крупных складчатых форм. Текстурную аналогичность (надвинутая или отраженная повторяемость) частей разреза в керне из горизонтальных участков залегания обнаружить сложно. Поиск повторов трудозатратен и не всегда успешен. Но даже редкие находки указывают на приуроченность параллельно-линейной полосчатости к крупным структурным формам со сдвига-надвиговыми смещениями.

В разрезе Западной Сибири глинистые породы относятся в основном к флюидоупорам, подчиненно являются коллекторами. Аргиллиты с нефтенасыщением выделяются по наличию признаков – запах углеводородов (УВ), гидрофобность, свечение нефтяного спектра в ультрафиолетовом освещении (УФО). Последний является основным. У глинистых пород свечение в УФО наблюдается редко. Люминесцируют в основном аргиллиты с углеводородным (битумным, нефтяным) насыщением. Дисперсность существенно снижает активность рассеянных углеводородов, поэтому ультрафиолетовое свечение на полноразмерной поверхности керн не всегда однозначно, может “проявляться” только на спиле и только после коррекции фотоизображений. На ровной поверхности спила и окраска, и свечение в УФО “проявляется” более контрастно и равномерно, что дает возможность сопоставлять свечение с литологией на сканоизображениях спилов. Как правило, если у породы однозначное свечение нефтяного спектра, то и запах нефтяных (“легких”) УВ присутствует. Или наоборот. Отсутствие свечения на полноразмерной поверхности при наличии запаха может быть связано с солнечным облучением керн. У такого керн свечение нефтенасыщения появляется только на свежем спиле. Отсутствие явного запаха УВ на сколах вдоль отдельности (трещиноватости), часто связано с быстрой потерей легких нефтяных компонентов при извлечении керн из недр. В летнее время “выветривание” УВ происходит быстро, в зимнее время замораживание способствует консервации УВ. Запах УВ может быть еле уловимым и быстро улетучивающимся на сколах отдельности и явным на свежих сколах, например на поперечном сколе плитки битуминозного аргиллита. Практика работы с битуминозными аргиллитами показала, что и характер гидрофобности более корректно определяется на свежих сколах пород. Аргиллиты с УВ-насыщением наблюдаются редко. Битуминозные от нефтенасыщенных отличаются по окраске, свечению, связности, отдельности. Нефтенасыщенные более светлые с большей трещиноватостью, с меньшей связностью и легкой разрушаемостью. Сплошная однонаправленная распиловка нефтенасыщенных аргиллитов требует искусственного сцепления (скотчкования), так как в первую очередь нефтенасыщение выявляется по свечению в УФО. При наличии свечения, битуминозные характеризуются свечением красно-желтого спектра, нефтенасыщенные – сине-голубого, зелено-голубого, желтого, желто-голубого. При нефтебитумном насыщении нефтяной спектр наложен на красный.

Многоуровневое изучение аргиллитов дает расширенную информацию о данном типе пород, постоянно выявляет новые данные. При комплексном изучении появляется возможность нахождения связей или закономерностей, типа “окраска–свечение” или “нефтенасыщение–тектонизация”. Анализ данных многолетнего изучения аргиллитов, выявил приуроченность глинистых пород с нефтенасыщением к зонам тектонизации. Характер нефтенасыщения в аргиллитах может быть разным – рассеянным, трещинным, сплошным, пятнистым. Например, в зонах тектонизации углистых юрских аргиллитов нефтенасыщение трещинное. В зонах тектонизации верхнеюрских аргиллитов нефтенасыщение может быть и трещинное, и рассеянное. В большинстве случаев аргиллиты с нефтенасыщением выявляются в кровле и подошве верхнего продуктивного пласта юрских отложений. При изучении обломков глинистых пород в нефтенасыщенной массе мелового

песчаника было выявлено, что многие обломки имеют свечение нефтенасыщения в УФО. На фоне бурых песчаников с относительно “тяжелым” УВ-насыщением, аргиллиты имели свечение более “легкого” группового состава. При этом нефтенасыщение (сплошное или пятнистое) наблюдалось только в измененных (тектонизированных) участках обломков. При микроизучении на залитой водой поверхности обломков с нефтенасыщением “рождались” микрошарики вытесненной нефти. Желтая и зеленоватая окраска микрошариков (0.1–0.001 мм и меньше) свидетельствует о легком групповом составе, что сопоставимо со спектром свечения в УФО.

Факт углеводородного рождения в осадочном чехле не является редкостью при ЛИК. Примером минерального зарождения нефти в породах фундамента являются апомагматические тектониты с нефтенасыщением [Трофимова и др., 2019]. Практические примеры зарождения нефти, выявленные авторами при ЛИК, согласовываются с высказыванием “Месторождение нефти – есть место рождения нефти” [Молчанов, Гонцов, 1992] из концепции синтеза углеводородов в недрах, основанной на отечественных теоретических и экспериментальных данных. Основным положением концепции является диспергирование горных пород, которое немыслимо без процесса тектонизации.

Факт тектонизации глинистых пород выявляется на разных уровнях изучения. В первую очередь по наличию пластических и разрывных деформаций, глянцевого скольжения, характеру отдельности. Последняя отражает рисунок трещиноватости, его линейность и направление. Характер трещиноватости горных пород в колонке ядра затронут авторами в предыдущих работах [Трофимова и др., 2018]. В рамках данной работы хочется отметить следующее: 1) характер отдельности на полноразмерной поверхности указывает на характер наиболее ослабленных зон тектонизации, 2) “проявляющийся” на спиле рисунок трещиноватости отражает скрытую отдельность между основными разрывами; 3) относительно протяженные субвертикальные разрывы (более 0.5 м) являются самыми молодыми, а смещающие их субгоризонтальные разрывы являются более поздними. К прочим признакам тектонизации глинистых пород относятся меланжевые зоны [Трофимова и др., 2018], будинаж, разноразмерные включения в глянцевых “рубашках” скольжения, микроэлементы сдвига, деформации органических остатков. Примеры многих из перечисленных визуализированы в работах авторов последних 15 лет. Качественные изображения органических остатков (особенно мелких) сделать сложно. Поэтому, в заключении хочется отметить большую роль визуализации органических остатков при изучении глинистых пород. Например, изображение крупного (6 × 8 см) обломка древесины с нефтенасыщением в аргиллитах без признаков УВ. Последний пример является практическим отображением синтеза углеводородов, когда “исходным веществом углеводородного топлива, синтезированного в недрах, могут быть фоссилизированные остатки растительного и животного происхождения” [Молчанов, Гонцов, 1992].

Литература

- Молчанов В.И., Гонцов А.А. Моделирование нефтегазообразования. Новосибирск: Объедин. ин-т геологии, геофизики и минералогии РАН СО, 1992. 246 с.
- Трофимова Е.Н. и др. Выявление элементов сдвига в колонке ядра и изучение сдвиговых деформаций горных пород на месторождениях ОАО “Сургутнефтегаз” // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры. Ханты-Мансийск: ООО “ИздатНаукаСервис”, 2017. Т. 2. С. 246–268.
- Трофимова Е.Н. и др. Граниты. Тектонизация, УВ-зарождение, нефтенасыщение (по материалам изучения ядра на месторождениях ПАО “Сургутнефтегаз”) // Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири. Ханты-Мансийск: ООО “ИздатНаукаСервис”, 2019. Т. 2. С. 178–206.
- Трофимова Е.Н. и др. О деформациях горных пород (по материалам изучения ядра на месторождениях ПАО “Сургутнефтегаз”) // Нефтяное хозяйство. 2018. № 8. С. 10–13.
- Трофимова Е.Н. и др. О направлении распиловки при литологическом изучении ядра (по материалам изучения ядра на месторождениях ПАО “Сургутнефтегаз”) // Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири. Ханты-Мансийск: ООО “ИздатНаукаСервис”, 2020. С. 297–321.
- Трофимова Е.Н., Косолапова О.В. Направление распиловки при литологическом изучении ядра (правила и приемы) // Пути реализации нефтегазового потенциала Западной Сибири. Ханты-Мансийск: ООО “ИздатНаукаСервис”, 2022. С. 549–564.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ НИЖНЕСОЛИКАМСКОЙ СВИТЫ В ПРЕДЕЛАХ РОМАНОВСКОГО УЧАСТКА ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Уткина Т.А., Чайковский И.И.

Горный институт УрО РАН, г. Пермь, e-mail: tatyanaak89@mail.ru

Проблема стратификации соликамских отложений на территории Соликамской впадины Предуральяского краевого прогиба, образовавшихся в начальный период трансгрессивного цикла раннепермского моря, до сих пор не нашла своего решения, несмотря почти на 100-летнюю историю изучения. Сложность расчленения и корреляции этих пород связана, прежде всего, с их достаточно однообразным внешним видом (все разности плотные, пелитоморфные серого цвета), а также резкой вертикальной и латеральной фациальной изменчивостью. Для выявления цикличности раннесоликамского осадконакопления в разные годы различными авторами использовались биостратиграфический метод [Иванов, Воронова, 1975], а также анализ распределения по разрезу рассеянных элементов, битумов и спорово-пыльцевого комплекса. Применение данных гамма-каротажа [Третьяков, Сапегин, 1981] позволило расчленить соляно-мергельную толщу на девять ритмопачек, которые начинаются с глины или мергеля и заканчиваются каменной солью или гипсовой (глинисто-гипсовой) породой. Позднее Д.Е. Трапезниковым [2018] на основе корреляции и анализе разрезов скважин на всей территории Верхнекамского месторождения солей было установлено тринадцать реперных прослоев каменной соли или гипсов, а также выделено четыре крупных циклотемы, каждая из которых сложена несколькими циклитами (мергель и каменная соль или гипс), отвечающими эвапоритовому циклу.

Не смотря на действенность предложенного авторами метода, до сих пор остаются нерешенными вопросы, касающиеся вариации вещественного состава мергелей, а также их смена известняками или доломитами по разрезу. Кроме того, изучение структурно-текстурных особенностей гипсовых прослоев показало, что в разрезе соликамской свиты они характеризуются преимущественно желваковым и линзовидно-желваковым строением [Калинина, 2012], что говорит об их диагенетической природе [Обстановки..., 1990], тогда как слоистые и массивные разности, связанные с седиментационным осаждением сульфата кальция из вод палеобассейна, отмечаются значительно реже.

Первые попытки изучения химического состава пелитоморфных пород соликамской свиты были сделаны нами в 2015 г., когда был проанализирован состав глинисто-карбонатных пород, отобранных при проходке шахтных стволов строящегося Усть-Яйвинского рудника [Калинина, Чайковский, 2015]. Анализ распределения основных составляющих глинисто-карбонатных пород (кальцита, доломита и глинистых минералов) позволил выделить в строении раннесоликамской свиты 10 циклитов с модальной мощностью 4–6 и 8–10 м, а также показать ритмичность в отложении доломита, связанную с нарушением равновесия Ca/Mg в водном бассейне.

Для выявления особенностей изменения литохимического состава пород соликамской свиты в пределах циклита нами был проанализирован состав образцов глинисто-карбонатных пород, отобранных с шагом 0.2–0.25 м из керна скв. 2010 Романовского участка Верхнекамского месторождения солей. Валовый химический анализ пелитоморфных пород (более 580 проб) выполнялся при помощи сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 TESCAN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 (оператор Е.П. Чиркова). Сканирование образца происходило на площади 5*5 мм. Результаты анализов были рассчитаны на пять нормативных фаз: кальцит, доломит, глину, гипс (безводный состав) и галит.

Анализ полученных данных показал, что содержание приведенных минеральных фаз сильно варьируется по разрезу: так на долю глинистых минералов приходится от 3.99 до 96.72 мас. % (среднее 49.57 мас. %), доломита – 0–81.58 мас. % (среднее 26.01 мас. %), кальцита – 0–88.45 мас. % (среднее 15.64 мас. %), гипса – 0–89.81 мас. % (среднее 7.82 мас. %), галита – 0–13.25 мас. % (среднее 0.87 мас. %). Корреляционная связь между содержаниями глины и карбонатов в целом

(доломит + кальцит) сильная отрицательная ($r = -0.91$), тогда как для пар “глина-доломит” и “глина-кальцит” сила связи более слабая (r равен -0.64 и -0.38 соответственно). Корреляция в парах “глина-гипс” и “глина-галит” практически отсутствует (r равен -0.12 и 0.07 соответственно). Полученные данные позволяют говорить, как о преимущественной роли глинистого и карбонатного вещества в вариации состава пород соликамской свиты, так и вероятном проявлении нескольких механизмов накопления карбонатов. Увеличение содержания гипса и галита в разрезе, вероятно, не связано с общей направленностью соликамского осадконакопления и отражает лишь отдельные периоды усиления эвапоритизации и/или осушения палеобассейна.

Анализ распределения содержания глины по разрезу позволил выделить шесть циклитов (рис. 1), в пределах которых доля глинистых минералов в породе сначала постепенно увеличивается, а затем относительно уменьшается (при этом для карбонатов (доломит + кальцит) присуще обратное распределение). Увеличение содержания гипса в конце циклита отмечено лишь в первых двух случаях, во всех остальных оно имеет спорадический характер. Максимальные концентрации галита фиксируются в первом циклите.

Для выявления особенностей раннесоликамского осадконакопления данные нормативного состава глинисто-карбонатных пород были нанесены на типизационную диаграмму С.Г. Вишнякова (1933), крайние точки которой отражают проявление процессов эвапоритизации (доломит), привноса глинистого материала континентальными водами (глина) и трансгрессии моря (кальцит). Это позволило выявить два основных тренда, определяемых сменой глинистого вещества доломитовой или кальцитовой садкой. Появление второстепенных трендов указывает как на непостоянство условий, так и постепенную смену преобладающего механизма осадконакопления в течение раннесоликамского времени. О последнем свидетельствует и изменение положения точек состава глинисто-карбонатных пород при переходе от первого циклита к шестому.

Для первого циклита характерен однонаправленный характер распределения точек, контролируемый парой “глина↔доломит” (более 90 % тенденций). Среднее содержание доломита в породах циклита составляет 30.86 мас. %, глины – 57.34 мас. %, кальцита – 2.76 мас. %. Это позволяет говорить, что в начале раннесоликамского времени осадконакопление определялось преимущественно процессами привноса глинистого вещества континентальными водами в эвапоритовый палеобассейн.

Близкий характер распределения точек состава глинисто-карбонатных пород отмечается и для второго циклита – 59% тенденций определяется соотношениями “глина↔доломит”. Появление пары “кальцит→глина” (до 14% всех связей), а также увеличение содержания кальцита в породах циклита (до 37.83 мас. %) связывается с незначительным привносом морских вод в палеобассейн.

Для третьего циклита основной контролирующей парой остается соотношение глины и доломита в породе – 54% всех тенденций. Однако увеличение содержания кальцита (до 47.99 мас. %) и появление второстепенного тренда (12%), определяемого сменой доломитовой садки кальцит-глинистым материалом, свидетельствует о постепенном увеличении роли морских вод в раннесоликамском палеобассейне.

Для четвертого и пятого циклитов характерно двухнаправленное распределение точек состава глинисто-карбонатных пород: на тенденцию “глина↔доломит” приходится 34% соотношений, а “глина↔кальцит” – 25%. Кроме того, появляются различные второстепенные тренды, свидетельствующие как о смене доломитовой садки кальцит-глинистой (11% тенденций), так и доломит-глинистой – кальцитовой (10% соотношений в четвертом циклите). Среднее содержание глины в породах циклитов составляет 42.46–44.04 мас. %, доломита – 24.69–26.08 мас. %, кальцита – 21.02–24.96 мас. %. Такое положение указывает на непостоянство условий в палеобассейне, а также практически равное влияние процессов эвапоритизации и поступления морских вод в осадочном бассейне.

Для пород шестого циклита также присуще двухнаправленное распределение точек состава, однако характер распределения тенденций указывает на цикличность в осадконакоплении. Так на соотношение “глина→кальцит” приходится 29% тенденций, “кальцит→доломит” – 28%, “доломит→глина” – 14%. Появление на этом фоне тренда “кальцит→глина” (16% от всех соотношений) говорит, что седиментационные последовательности нередко контролировались лишь

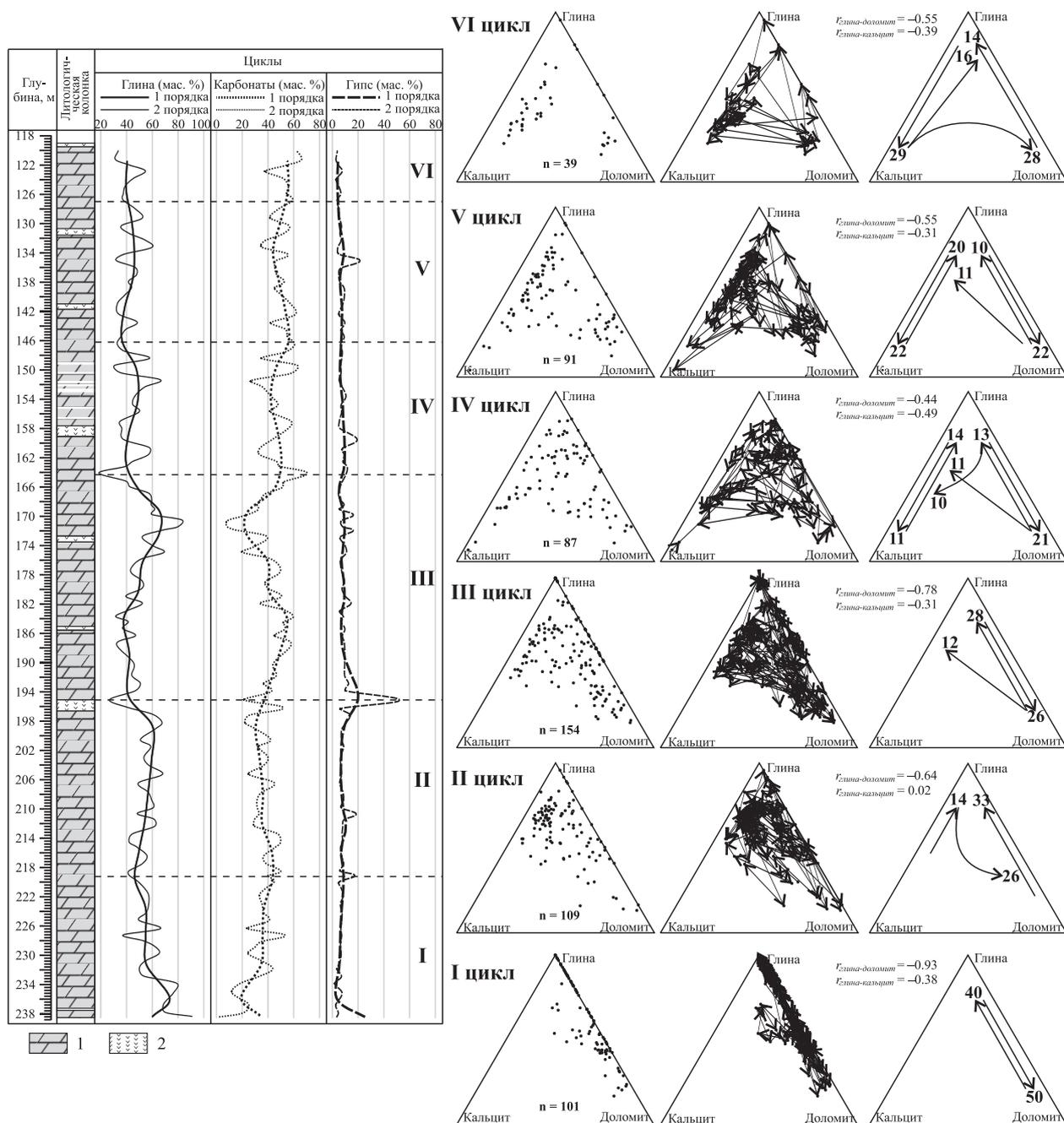


Рис. 1. Выделенные седиментационные циклы и их основные тренды осадконакопления (цифрами показана доля тренда в процентах)

поступлением морских и континентальных вод в палеобассейн, а роль процессов эвапоритизации была незначительна.

Таким образом, приведенный нами анализ последовательностей седиментации в раннесоликамском палеобассейне позволил сделать следующие выводы. Подтверждена последовательная смена в течение раннесоликамского времени кунгурского эвапоритового бассейна на, практически, морской. Цикличность осадконакопления определялась привнесом в эвапоритовый, а затем и морской бассейн глинистого материала водами суши. Появление сульфатных прослоев не связано с общей направленностью соликамского осадконакопления, а лишь отражает отдельные периоды усиления эвапоритизации и/или осушения палеобассейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания “Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья”, рег. № НИОКТР 1022040500583-2-1.5.6.

Литература

- Иванов А.А., Воронова М.Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. 219 с.
- Калинина Т.А.* Тектурно-структурная характеристика сульфатных отложений Пермского Прикамья // Стратегия и процессы освоения георесурсов / Сб. науч. тр. Пермь, 2012. Вып. 10. С. 10–12.
- Калинина Т.А., Чайковский И.И.* Литохимия пелитоморфных пород соликамской свиты Верхнекамского месторождения солей // Горное эхо. 2015. № 1(58). С. 28–32.
- Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. Перевод с англ. / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Трапезников Д.Е.* Палеогеографические и палеотектонические обстановки Соликамской впадины в уфимское время / Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь, 2018. 151 с.
- Третьяков Ю.А., Сапегин Б.И.* Стратификация соляно-мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 52–59.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ДИАГРАММ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД И ОСАДКОВ

Фазлиахметов А.М.

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, e-mail: famrb@mail.ru

С целью восстановления петрофонда, особенностей выветривания на водосборе, геодинамической позиции седиментационного бассейна и др. используются диаграммы, основанные на соотношении петрогенных оксидов. Область применения некоторых из них определена недостаточно, например, в отношении обломочных отложений зон островодужного вулканизма. В связи с этим на наиболее применяемые диаграммы, с целью установления их “чувствительности”, были нанесены точки, соответствующие составу девонских эффузивов, тефрогенных и вулканотерригенных граувакк и аллювиального песка из русел современных рек Магнитогорской мегазоны Южного Урала.

Эффузивы (около 1470 проб) представлены полным спектром пород от базальтов до риолитов (на диаграммы не вынесены разности андезитового и андезибазальтового состава). Формировались они в девонское время и соответствуют вулканическим центрам Магнитогорской островодужной системы (Восточно-Магнитогорская зона, урлядинская, гумбейская, аблязовская, шумилинская и др. толщи и свиты).

Тефрогенные граувакки (262 пробы) отобраны из отложений ирендыкской (нижний эйфель) и улутауской (живет–нижний фран) свит. Седиментация их протекала в результате переноса тефры турбидными потоками в глубоководные области Магнитогорской островной дуги (Западно-Магнитогорская зона).

Вулканотерригенные граувакки представлены 18 образцами из идыш-кускараровской линзы биягодинской свиты (верхний фран). Они характеризуют продукты размыва вулканогенных пород разного состава, принесенные в глубоководные области Магнитогорской островной дуги (Западно-Магнитогорская зона) турбидными потоками.

Аллювий (20 проб) был отобран из русел ручьев Дарывды и Икстимер, которые протекают вкрест простирания отложений ирендыкской, улутауской и биягодинской свит. Анализировалась фракция менее 1 мм.

Подробнее тефрогенные и вулканотерригенные граувакки охарактеризованы в [Фазлиахметов, 2020]; аллювий руч. Дарывды – в [Фазлиахметов и др., 2016]. Аналитические данные по эффузивам из научных и производственных отчетов разных лет любезно предоставлены Ал.В. Тевелевым и В.М. Мосейчуком. Определение содержания оксидов породообразующих элементов в тефроидах выполнено методами “мокрой химии”, в вулканотерригенных граувакках и в аллювии – посредством рентгенофлуоресцентного анализа. Диаграммы представлены на рис. 1.

В качестве индикаторов интенсивности выветривания в источнике сноса проанализированы CIA, PIA, MIA (характеристику и ссылки см. [Маслов, Подковыров, 2023]). В эффузивах их величины в подавляющем случае не превышают 60, реже 80. В обломочных разностях пределы вариаций широкие – 30–60, но не достигают значений, свойственных образованиям, претерпевшим химического выветривания. Обращает на себя внимание пониженное значение рассматриваемых индикаторов в базитовых разностях и чуть более повышенное в кислых. Следовательно, в вулканокластических породах вариации CIA, PIA, MIA, по крайней мере, при пониженных значениях отражают не столько степень выветривания, сколько состав петрофонда. В частности, разделение кластера тефроидов на две группы на диаграмме SiO₂–MIA вызвано тем, что породы ирендыкской свиты богаче кристаллокластикой пироксенов, а улутауской – плагиоклазов.

Согласно [Юдович, Кетрис, 2000] в пиро- и петрогенных отложениях сохраняются положительные корреляции ТМ, ЖМ и ФМ, что подтверждается результатами выполненных нами построений. Особенно явно это выражено на диаграмме ЖМ–ФМ. На диаграммах ТМ–ЖМ и ТМ–ФМ положительная корреляция сохраняется для девонских эффузивов, тефроидов улутауской свиты и вулканотерригенных граувакк. В тефроидах ирендыкской свиты корреляция

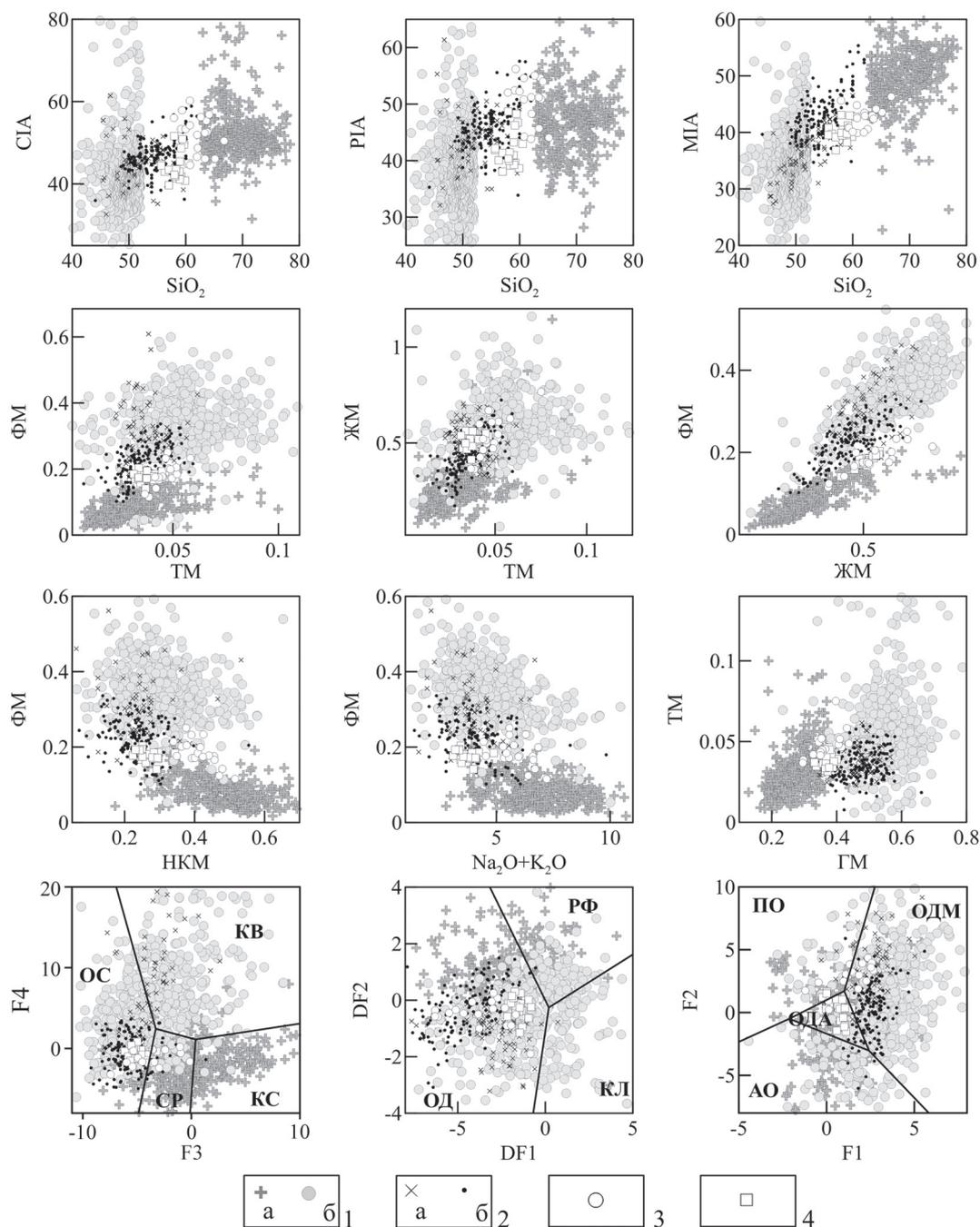


Рис. 1. Положение фигуративных точек состава девонских эффузивов, тейфрогенных и вулканотерригенных граувакк и современных аллювиальных песков на диаграммах.

1 – эффузивы: риолиты, риодациты, дациты (а) и базальты, пикробазальты (б); 2 – тейфрогенные граувакки ирендыкской (а) и улутауской (б) свит; 3 – вулканотерригенные граувакки бягодинской свиты; 4 – современные аллювиальные пески, фракция менее 1 мм.

Обозначения геодинамических обстановок: ОД – островные дуги (ОДМ – энсиматические, ОДА – энсиалические), РФ – рифтогенные, КЛ – коллизионные, ПО – пассивные континентальные окраины. Состав пород в источнике сноса: ОС – основные, СР – средние и КС – кислые магматические породы; КВ – богатые кварцем осадочные образования. Из-за перегруженности диаграмм не вынесены точки, отвечающие составу андезитов и андезибазальтов.

Формулы расчета индикаторных показателей и ссылки на источники см. [Юдович, Кетрис, 2000; Фазлиахметов, 2020; Маслов, Подковыров, 2023]

рассматриваемых модулей близка к отрицательной, что, по-видимому, связано с вариациями содержаний кристаллокластов пироксенов и плагиоклазов. В аллювии корреляции модулей ТМ–ЖМ и ТМ–ФМ не наблюдается.

Пиро- и петрогенным образованиям, согласно [Юдович, Кетрис, 2000], свойственна также отрицательная корреляция НКМ и показателей щелочности, что справедливо для всех рассматриваемых разностей пород и осадков, но она менее выражена в аллювии и в тефроидах ирендыкской свиты.

Химическое выветривание, при прочих равных условиях, вызывает увеличение значения гидролизатного модуля, а при рециклизации пород – титанового [Юдович, Кетрис, 2000]. На диаграмме ГМ–ТМ кластеры обломочных пород расположились в центре кластера эффузивов, незначительно отличаясь между собой по величине ТМ. Примечательно, что аллювий и вулканотерригенные граувакки характеризуются пониженными относительно тефроидов величинами ГМ, что, вероятно, вызвано устойчивостью обломков кислых вулканитов и кварца в осадочном процессе и, соответственно с обогащением ими вулканотерригенных пород.

Некоторые диаграммы, позволяющие восстановить состав пород в источнике сноса, дают неоднозначные результаты. Но их применение при изучении вулканокластических граувакк не лишено смысла. Как видно, поля кислых и основных эффузивов занимают на диаграмме F3–F4 отдельные друг от друга позиции, соответственно, могут служить “ориентирами”. Кластер тефроидов улу-тауской свиты расположился в поле вулканитов основного состава. Близким составом обладают девонские вулканотерригенные граувакки и современный аллювий. Часть точек, отвечающих составу тефроидов ирендыкской свиты и основных вулканитов, находится в области осадочных богатых кварцем пород, что не соответствует действительности и требует отдельного рассмотрения.

На диаграммах Бхатии–Крука (F1–F2) и Армстронга–Алтрина (DF1–DF2), предназначенных для восстановления геодинамической позиции бассейна, точки, отвечающие эффузивам, заняли в разной мере все поля диаграммы. Кластеры девонских обломочных разностей разместились преимущественно на полях островодужных образований.

Кластер современного аллювия расположился в поле островодужных осадков. Это вполне понятно, поскольку от источника сноса (девонские тефроиды) до места пробоотбора расстояние не превышает 5 км и, соответственно, состав осадков, не успев претерпеть каких-либо явных изменений, отражает особенности петрофонда. Нужно также отметить, что на рассмотренных диаграммах нет полей, соответствующих обстановкам современного Южного Урала.

Из представленных примеров видно, что применение зарекомендовавших себя диаграмм в отношении вулканокластических отложений не всегда дает результаты, отвечающие действительности или теоретическим предпосылкам. Пример – современный аллювий. От первичного магматического расплава его отделяет два цикла седиментации. Первый (девонский) начат с извержения пироклаستيкулы и завершен фиксацией тефрогенных турбидитов в глубоководье; мобилизация и накопление осадков имели лавинную скорость. Второй (современный) включает разрушение девонских тефроидов и накопление продуктов размыва в руслах современных ручьев; главной особенностью является короткий путь транспортировки. На протяжении двух (но весьма редуцированных) циклов седиментации осадочный материал не успел претерпеть существенной дифференциации. В результате аллювий преимущественно сохранил геохимические особенности вулканитов островной дуги.

В качестве общего вывода следует подчеркнуть, что при изучении нестандартных объектов (и стандартных тоже) целесообразно применение комплекса независимых друг от друга методов.

Работа выполнена в рамках государственной бюджетной темы № FMRS2022–0010 “Основные события фанерозоя: палеонтология, стратиграфия, корреляция”.

Литература

- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья) // Литология и полезные ископаемые. 2023. № 3. С. 249–273.
- Фазляхметов А.М., Гилязов А.А., Хрыкин А.С. Дискриминантные геодинамические диаграммы и их применение к современному аллювию Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий / Мат-лы IV Всерос. молодеж. геол. конф. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2016. С. 137–140.
- Фазляхметов А.М. Франские граувакки Худолазовской мульды. Сообщение 1. Краткая характеристика отложений // Геол. вестник. 2020. № 2. С. 3–23. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2020-2-1>
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ЛИТОФАЦИИ УФИМСКО-КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Фахрутдинов Э.И., Нурғалиева Н.Г.

*Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Институт геологии и нефтегазовых технологий, г. Казань,
e-mails: MKS-1989eduard@yandex.ru; nurgal07@mail.ru*

Пермская система – единственная система, установленная в России и представленная в Международной стратиграфической шкале. Поэтому она всегда является актуальным полигоном исследований различных геологических аспектов пермского периода.

Целью настоящей работы явилось рассмотрение литофаций уфимско-казанских отложений востока Русской плиты в связи с литолого-минералогическими и геохимическими данными по сводному разрезу Каркалинского карьера в междуречье рек Шешмы и Инэш на востоке Татарстана.

Сводный разрез Каркалинского карьера включает в себя 25 слоев, имеет общую толщину 68.55 м [Type and reference..., 2015; Фахрутдинов и др., 2015; Nurgalieva et al., 2016]. Нижние три слоя (слои 1–3) относятся к верхам уфимских отложений. Верхние три слоя (слои 23–25) относятся к низам верхнеказанского подъяруса. Большая часть слоев представляет нижнеказанский подъярус, сложенный байтуганским (слои 4–7), камышлинским (слои 8–14) и красноярским (слои 15–22) горизонтами. По литологическому составу разрез карбонатно-терригенный (общая толщина слоев терригенных пород 53.1 м, а общая толщина слоев карбонатных пород – 15.45 м). Так как в стратиграфическом отношении разрез, в основном, представлен нижнеказанским подъярусом, поэтому наиболее детальная интерпретация проведена именно для нижнеказанских отложений.

Литофациальная реконструкция нижнеказанских отложений проводилась многими известными исследователями на протяжении более чем 180-летней истории изучения пермской системы. Из многочисленных работ выделяются наиболее детальные исследования [Форш, 1969; Сементовский, 1973; Игнатьев, 1976; Основные черты..., 1984]. Глобальная палеогеографическая модель известна, например, из работы [Scotese, Landford, 1995].

В настоящем исследовании литофации разреза Каркалинского карьера анализируются на основе работ двух исследователей [Форш, 1969; Сементовский, 1973]. В этих работах представлено наиболее детальное картирование литофаций нижнеказанского подъяруса востока Русской плиты. Рассмотрено положение разреза Каркалинского карьера на 17 палеогеографических моделях, относящихся к концу уфимского века, раннеказанскому времени и началу позднеказанского времени.

Уфимский век выступает временным интервалом, предшествующим масштабной трансгрессии Бореального моря в казанский век. В уфимский век доминируют переходные обстановки дельт, озер, речных русел, в которых накапливались пестроцветные песчаники, алевролиты и глины с подчиненными прослоями карбонатов.

В течение казанского века зафиксированы циклические изменения в положении береговой линии, обусловившие изменение спектра обстановок осадконакопления, укладываемое в цикличность четвертого порядка. Размер цикла четвертого порядка примерно соответствует длительности формирования стратиграфического горизонта. Повышение уровня моря приходится на слои 3, 4, 6–8а, 8б (байтуганское время) [Форш, 1969], слои 6–7 [Type and reference..., 2015]; на слои 3, 8, 9 (камышлинское время) [Форш, 1969], слои 9, 10, 12, 14 [Type and reference..., 2015]; на слои 3, 5 (красноярское время) [Форш, 1969], слои 18, 20–22 [Type and reference..., 2015]; Низкие уровни отмечаются против слоев 2, 7 (камышлинское время) [Форш, 1969], слои 8, 11 [Type and reference..., 2015]; слои 1, 4 (красноярское время) [Форш, 1969], слои 15, 19 [Type and reference..., 2015]; слой 1 (обошинское время, верхнеказанские слои) [Форш, 1969], слои 23–25 [Type and reference..., 2015];

На всех картах раннеказанского века, по [Форш, 1969], северо-восточная часть области осадконакопления, примыкающая к Уральской горной стране, занята то аллювиальными, то

пресноводно-озерными пестроцветными отложениями, переходящими западнее в лагунные. Дальше к юго-западу расположено Казанское палеоморе. Вдоль всего восточного берега моря развиты морские песчаные отложения, сменяющиеся западнее морскими глинами и мергелями. В осевой и западной частях морского бассейна преобладают карбонатные, преимущественно доломитовые отложения. Вдоль западного берега присутствуют оолитовые мелководные доломиты и морские конгломераты из гальки карбонатных пород. Поступление пресных вод и терригенного материала с западного берега, по-видимому, не происходило. Кластика приносилась только с востока, со стороны Урала. Поэтому основной тенденцией в распределении осадков на рассматриваемой территории является последовательное изменение их характера с востока на запад в сторону замещения грубозернистых терригенных отложений тонкозернистыми, а затем карбонатными или даже галогенными осадками. Можно выделить ряд стадий, характеризующихся существенно отличной палеогеографической обстановкой, которые последовательно периодически сменяли друг друга. Совокупность осадков таких стадий отражает цикличность осадконакопления.

При поднятии восточного склона (байтуганское время, слой 4 по [Форш, 1969], слой 6 по [Type and reference..., 2015]; камышлинское время, слой 2 и 7 по [Форш, 1969], слой 8 и 11 соответственно по [Type and reference..., 2015]; красноярское время, слой 1 и 4 по [Форш, 1969], слой 15 и 19 соответственно по [Type and reference..., 2015] вся северо-восточная часть области накопления осадков, на которой в предшествовавшую стадию формировались отложения пресноводных бассейнов и прибрежно-морские осадки, превращается в наклоненную к юго-западу низменную равнину. Стекавшие с Урала реки, выйдя на эту равнину, врезают свои русла в обнажившееся дно. Такие врезы речных русел мы наблюдаем в камышлинское время (слой 7 по [Форш, 1969], слой 9 и 10 по [Type and reference..., 2015]) и красноярское время (слой 1 и 4 (красноярский горизонт, по [Форш, 1969], слой 15 и 19 по [Type and reference..., 2015]).

Поднятие западного побережья (осушения и размыв западного побережья) происходило в байтуганское время (слой 6–8 по [Форш, 1969], слой 7 по [Type and reference..., 2015]), камышлинское время (слой 3 и 8 по [Форш, 1969], слой 9–10 и 12 по [Type and reference..., 2015]), красноярское время (слой 3 и 5 по [Форш, 1969], слой 18, 20–22 по [Type and reference..., 2015]). В байтуганское время (слой 8 по [Форш, 1969], слой 7 по [Type and reference..., 2015]), камышлинское время (слой 9 по [Форш, 1969], слой 14 по [Type and reference..., 2015]) осадконакопление связано с максимальным опусканием восточной части рассматриваемой области. Ограничивающая Казанское палеоморе с востока прибрежная песчаная коса оказывается затопленной. Морские воды проникают на восток, вглубь лагунной зоны. В то же время на западном склоне наблюдается наибольшее обмеление.

По значениям литомодулей по [Сементовский, 1973] изучаемый разрез имеет следующие литофациальные характеристики. Слои 1–3 (уфимские отложения) со значением литомодуля 1.72 накапливались в южной зоне (1в) дельтовых выносов (Стерлитамакское направление сноса обломочного материала). Терригенные слои раннеказанского и позднеказанского возраста накапливались благодаря сносу обломочного материала с востока (Бирское направление). Слои 4–22 (нижнеказанский подъярус) со значением модуля 2.64 аккумуляровались в зоне (2е) мелководно-морских пестро-сероцветных песчано- и алевроито-глинистых отложений с маломощными прослоями известняков и мергелей. Слои 23–25 характеризуются значением литомодуля 2.9 и относятся к зоне (3з) мелководно-морских терригенных пестроцветных отложений с карбонатными пачками с преобладанием песчано-глинистых пород.

Комплекс геохимических данных и данных по минеральному составу пород, слагающих разрез Каркалинского карьера, позволил дополнить и развить представления о уфимско-казанских литофациях в терминах литомодулей, геохимических показателей, аллотигенного и аутигенного вещества в свете пермской палеогеографии востока Русской плиты и цикличности осадконакопления четвертого порядка.

Литература

- Игнатьев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: КГУ, 1976. 176 с.
Основные черты стратиграфии пермской системы СССР / Отв. ред. Г.В. Котляр, Д.Л. Степанов. Л.: Недра, 1984. 280 с.

- Сементовский Ю.В. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы. Казань: Таткнигоиздат, 1973. 255 с.
- Фахрутдинов Э.И., Нурғалиева Н.Г., Хасанова Н.М., Силантьев В.В. Литолого-фациальные особенности нижнеказанских отложений по данным ЭПР опорного разреза // Уч. Зап. Казанского ун-та. Сер.: Естественные науки. 2015. Т. 157. № 3. С. 87–101.
- Фори Н.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 2. Л. 60. 1969.
- Nurgalieva N.G., Silantiev V.V., Fakhrutdinov E.I., Gareev B.I., Batalin G.A. The Lower Kazanian rocks as shallow marine facies (South-Eastern Tatarstan) on geochemistry data // ARPN JEAS. 2016. V. 11. No. 23. P. 13462–13471.
- Scotese C.R., Landford R.P. Pangea and paleogeography of the Permian // The Permian of Northern Pangea / Ed. P.A. Scholle et al. B.: Heidelberg, Springer, 1995. V. 1. P. 3–19.
- Type and reference section of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama River Regions / A Field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Kazan University Press, 2015. 208 p.

ТИПИЗАЦИЯ ТУРБИДИТОВЫХ КАНАЛОВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Храмцова А.В.¹, Зверев К.В.², Мельников А.В.¹

¹ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: avkhamtsova@tnnc.rosneft.ru

²ООО “Газпромнефть Научно-Технический центр”, г. Тюмень

Глубоководные турбидитовые каналы являются путями транспортировки и аккумуляции обломочного материала, они имеют различную форму и заполнение, с ними связаны зоны развития природных резервуаров. Высокоразрешающая способность сейсморазведки 3D позволяет диагностировать и классифицировать каналы и каньоны, изучать их размеры и форму, прогнозировать тип турбидитной системы, распределение песчаных тел, степень их неоднородности и связности.

В настоящее время существует несколько классификаций глубоководных каналов и каньонов по форме русла: прямолинейные, ветвящиеся и меандрирующие [Stow, Mayall, 2000; Mayall, Casey, 2006], по степени активности: активные и отмершие (старицы); по размерам: каналы, каньоны, кривососовые каналы, желоба и ложбины; по морфологии: аккумулятивные, эрозионные и смешанные, организованные и неорганизованные [Posamentier, Walker, 2006], меандрирующие без агградации с латеральным аккреционным комплексом, агградационные с прирусловыми валами и гибридные [Janosko et al., 2012].

При интерпретации результатов 3D сейсморазведки с учетом данных по керну и геофизическим исследованиям скважин на территории Западной Сибири выделено четыре морфологических типа каналов: 1) эрозионный; 2) меандрирующий с аккреционным комплексом без агградации; 3) агградирующий; 4) гибридный (смешанный). Морфологический тип каналов может изменяться по латерали из-за уклона дна бассейна, объема поступающих осадков или со временем, при достижении профиля равновесия. От формы каналов зависит распространение и приуроченность песчаных тел (меандровых баров, внутрирусловых баров (не меандровых), песков разлива, прирусловых валов).

Эрозионные турбидитовые каналы (тип 1) имеют V-образную форму поперечного сечения и характеризуются узким высокоамплитудным отражением, пересекающим выдержанные оси синфазности вмещающих глинистых пород, могут быть слабоизвилистые (рис. 1а) и извилистыми без латерального аккреционного комплекса. Видимая ширина турбидитовых каналов изменяется от 200 м до 390 м, мощность их составляет около 10 м. Эрозионные спрямленные турбидитовые каналы выделяются в верхней и средней части конуса выноса и характерны для относительно крутых склонов и дна бассейна. На склонах и в верхней части конуса выноса спрямленные каналы более широкие (до 500–600 м) и контрастные, в сторону бассейна они утоняются и часто трансформируются в меандрирующие с латеральным аккреционным комплексом и без него (рис. 1б, в). Для слабоизвилистых распределительных каналов характерна блоковая форма кривых гамма-каротажа, которая отражает значительный привнос песчаного материала или быстрое отмирание канала в процессе авульсии. Слабоизвилистый тип каналов характерен для смешанных и песчаных турбидитных систем [Reading, Richards, 1994].

Меандрирующие турбидитовые каналы (тип 2) с латеральным аккреционным комплексом имеют извилистость от 1.1 до 2.3. Широкая U-образная форма высокоамплитудных отражений в поперечном сечении на сейсмических разрезах (см. рис. 1б) указывает на латеральную миграцию русла без агградации со слабым развитием подводных прирусловых валов. На седиментационном сейсмическом срезе хорошо видны поверхности латеральной аккреции внутри меандровых баров, которые отражают их наклоннослоистое строение, представленное переслаиванием песчаных и глинистых разностей пород. Мощность отложений составляет 10–15 м, пояс меандрирования – до 3 км. Кривые гамма-каротажа имеют форму колокола, подошва четкая, эрозионная.

На выпуклой стороне изгиба русла могут формироваться кривососовые конусы разлива и промоины мощностью до 2–3 м, которые не диагностируются по данным сейсморазведки.

Меандрирующий тип распределительных каналов характерен для глинистой турбидитной системы [Reading, Richards, 1994], конусы выноса обычно имеют вытянутую и ассиметричную

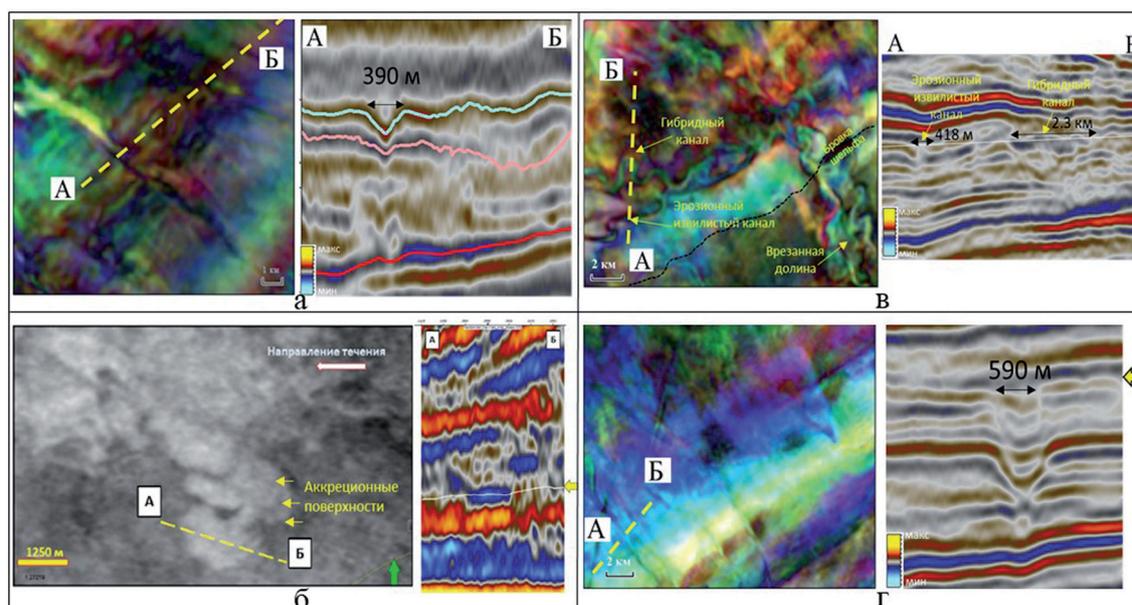


Рис. 1. Типы глубоководных каналов.

а – эрозионный слабоизвилистый; б – меандрирующий с аккреционным комплексом; в – эрозионный извилистый без аккреционного комплекса и гибридный; г – агградирующий слабо извилистый канал с хорошо развитыми прирусловыми валами

форму и являются литологически неоднородными. Важным элементом меандрирующего канала является развитие аккреционных комплексов внутри меандровых петель.

Сильноизвилистые турбидитовые каналы (см. рис. 1в) могут не иметь широких высокоамплитудных отражений внутри меандровых петель, характеризуются V-образной формой русла без аккреционного комплекса, с хорошо развитыми прирусловыми валами, и будут относиться к эрозионному типу (тип I). Наблюдается левосторонняя авульсия каналов до линии параллельной склону, обусловленная влиянием силы Кориолиса и контурных течений [Храмцова, Зверев, 2023].

Агградирующие турбидитовые каналы (тип III) имеют разную степень извилистости и характеризуются вертикальным надстраиванием высокоамплитудных отражений на сейсмических разрезах (рис. 1г). Агградация русла может быть вызвана высокой степенью роста прирусловых валов.

Гибридные турбидитовые каналы (IV тип) достаточно хорошо диагностируются на сейсмических разрезах (см. рис. 1в), однако различить их на седиментационных срезах куба амплитуд обычно не представляется возможным ввиду схожести характеристик с другими типами турбидитовых каналов. Их формирование связано не полной трансформации каналов (мутацией), обусловленной влиянием как внешних (изменение относительного уровня моря, тектоника) так и внутренних факторов (градиент профиля, расход потока и др.). Большинство гибридных турбидитовых каналов проявляют сильную извилистость, типичную для меандрирующих турбидитовых каналов, которые в процессе развития испытывали как латеральную миграцию, так и одновременно вертикальную агградацию.

Со временем обычно происходят изменения морфологического типа турбидитового канала в следующей последовательности (снизу-вверх по разрезу): 1) эрозионный слабоизвилистый турбидитовый канал (тип 1) без прирусловых валов в агградирующий сильноизвилистый турбидитовый канал (тип 3), 2) эрозионный спрямленный турбидитовый канал (тип 1) в меандрирующий турбидитовый канал (тип 2) и далее в гибридный турбидитовый канал (тип 4). После достижения турбидитовым каналом определенной степени извилистости и профиля равновесия, происходит стабилизация его формы, после чего турбидитовый канал агградирует или отмирает. Постепенная стабилизация морфологии турбидитовых каналов в конечную стадию их трансформации может вызываться несколькими причинами: уменьшение объема потока и изменение его состава (в сторону утонения).

Вместе с тем, исследования показывают, что все выделенные типы турбидитовых каналов могут существовать самостоятельно без трансформационных изменений со временем.

Выводы. На основании сейсмогеоморфологического анализа выделены следующие типы турбидитовых каналов: эрозионный, агградирующий, меандрирующий с латеральными аккреционным комплексом и гибридный.

От морфологического типа каналов зависит песчанистость русловых и внерусловых отложений.

Тип каналов, их трансформация и авульсия определяют морфологию и строение глубоководных конусов выноса, позволяет прогнозировать распространение песчаных тел, степень их неоднородности и связности.

Литература

- Храмцова А.В., Зверев К.В. Асимметрия морфологии и гиперпикнальный генезис турбидитов ачимовской толщи Западной Сибири // Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии / Мат-лы X Междунар. совещ. по литологии. Воронеж, 2023. С. 466–469.
- Janocko M., Nemeš W., Henriksen S., Warcho M. The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes // Mar. Petrol. Geol. 2013. V. 41. P. 7–34.
- Mayall M., Casey M. Turbidite channel reservoirs – Key elements in facies prediction and effective development // Mar. Petrol. Geol. 2006. V. 23. No. 8. P. 821–841.
- McHargue T., Pyrcz M.J., Sullivan M.D., Clark J.D., Fildani A., Romans B.W., Covault J.A., Levy M., Posamentier H.W., Walker R.G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited // SEPM Spec. Publ. 2006. V. 84. P. 1–122.
- Reading H.G., Richards M. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system // AAPG Bull. 1994. V. 78. No. 5. P. 792–822.
- Stow D.A.V., Mayall M. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century // Mar. Petrol. Geol. 2000. V. 17. P. 125–135.

СЛЕДЫ ЧУЛЫМСКОГО БОЛИДА, ЗАПИСАННЫЕ В МИКРОСТРУКТУРЕ МАГНИТНЫХ ЧАСТИЦ (ПАДЕНИЕ 1984 ГОДА, ТОЧКА 2, МИНАЕВКА)

Цельмович В.А.¹, Шельмин В.Г.², Максе Л.П.³

¹Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл., e-mail: tselm@mail.ru

²ООО “Экомонитор”, г. Томск, e-mail: chulyymb@mail.ru

³ОДО “СТРИМ”, г. Могилев, Беларусь, e-mail: larissa_maxe@rambler.ru

На границе Красноярского края и Томской области в районе реки Чулым 26 февраля 1984 г. произошел взрыв Чулымского болида. Так как метеоритов макроскопических размеров на месте падения найдено не было, авторами была принята кометная версия происхождения Чулымского космического тела (ЧКТ), впоследствии был организован поиск микроскопических частиц ЧКТ. Пробы для исследований были отобраны инициативной экспедицией в торфяниках в районе взрыва ЧКТ. Часть обнаруженных в пробах торфа частиц авторы отнесли к веществу кометного происхождения. Среди частиц, выделенных из следа ЧКТ, обнаружены железистые алюмосиликатные микросферы с уникальной микроструктурой, переходящей в наноструктурные особенности, которые не встречаются ни в вулканических выбросах, ни в техногенных. Благодаря этому они могут быть использованы в качестве стратиграфического репера импактного события.

На поверхность Земли постоянно оседает космогенное вещество в виде частиц фоновой космической пыли (КП), частиц импактного происхождения при разрушении комет и метеоритов. Накапливающие КП геологические слои образуют важный информационный планшет. Большая часть КП образуется в результате абляции входящих в атмосферу космических тел. Влетая в атмосферу Земли с высокой скоростью (чаще гиперзвуковой), метеороиды быстро нагреваются, их вещество подвергается абляции, они теряют до 99% своей массы. В настоящее время нет однозначных свидетельств и фактов объективной регистрации вхождения в атмосферу Земли фрагментов комет и регистрации частиц КП, которые при этом образовались. Имеется несколько событий, в которых комета Галлея “подозревается” как источник сопутствующих ей фрагментов – крупных метеороидов (болидов): Тунгусское космическое тело (ТКТ) [Войцеховский, 1990], Учурское космическое тело (УКТ) [Tselmovich et al., 2023]. Мы отнесли к нему и Чулымское космическое тело (ЧКТ). Пролет Чулымского болида наблюдался на границе Красноярской и Томской областях 26 февраля 1984 г., взрыв произошел в районе впадения в р. Обь ее притока р. Чулым. Событие наблюдали и впоследствии описали многочисленные свидетели, но фрагменты ЧКТ не были обнаружены, в последующие годы поиски предпринимались, но не дали положительных результатов. Вопрос о том, что представлял собой ЧКТ: твердое тело или кометный фрагмент, остается открытым.

Плотность комет менее 1 г/см^3 , а метеориты (и метеоры) имеют плотность более 1 г/см^3 , то есть от 2 до 8 раз они плотнее, чем вещество комет. В отличие от метеороидов тело комет многоуровневое и состоит из нескольких композитных слоев льда с примесями различного состава, ядра, окруженного оболочкой из смолистых углеводородных соединений [Guilbert-Lepoutre et al., 2015]. Плотное ядро, рыхлые слои, оболочка комет очень сильно отличаются по физическим свойствам, химическому составу и включениям, следовательно, состав образующихся частиц должен иметь переменный характер и, состав и свойства образующихся частиц будут различаться как в каждой наблюдаемой точке, так и в зависимости от точки отбора. При вхождении кометы или ее фрагмента, в мезосферу и далее в тропосферу, части кометы будут последовательно разрушаться, плавиться, струи горячих газов и плазмы будут поверхностно воздействовать на частицы. Проникающие в ядро горячие газы могут инициировать взрыв в уплотненном слое воздуха еще до столкновения с поверхностью, в результате чего будут образованы уникальные структуры, которые и будут индикатором полета кометы в атмосфере Земли. Падение метеоритов – явления периодические и довольно частые, а падение кометы или фрагмента – явление относительно редкое.

В качестве рабочей гипотезы авторы приняли следующее: частицы, которые образуются при взрыве в атмосфере тел, включающих водяной лед, отличаются по вещественному составу, структуре и/или морфологии от частиц, которые образуются в процессе абляции и взрыва тел, в

составе которых лед отсутствует. С учетом рабочей гипотезы были поставлены задачи полевых работ – отбор проб из следа ЧКТ, задачи экспериментальных – выделение частиц КП, проверенными на практике способами и методами [Цельмович, 2015], исследование их характеристик, состава, морфологии.

Авторы предположили, что если ЧКТ – фрагмент кометы, то перед взрывом торможение сопровождалось взрывом оболочек кометы. Следовательно, в следе по трассе, в районе взрыва, могли остаться продукты абляции относительно крупных частиц, и взрывной компоненты, включающие фрагменты ЧКТ. В следе ЧКТ были отобраны 20 проб, из выделенных из них частиц были приготовлены препараты для исследования с использованием Tescan Vega II (ГО “Борок” ИФЗ РАН). Из материала проб (кернах) были выделены микрочастицы нескольких морфологических типов. Изучение этих микрочастиц при помощи СЭМ позволило выявить отличия в их составе и микроструктуре. Были выявлены некоторые особенности и в “субмикро” размерной области: наноразмерными считаются объекты менее 0.1 мкм, в текстуре исследуемых частиц различали изменения 0.2 мкм и 0.12 мкм.

Результаты исследования химического состава и морфологии частиц из точки 2 (Минаевка, 57°29'27.9" с. ш. 85°39'16.86" в. д.) дополнили базу данных, начатую ранее (точка 1). Анализировали изображения и данные элементного состава в сравнении с ранее полученными данными исследования частиц, выделенных из проб осадочных пород (торф, трепел). При рассмотрении и анализе особенностей микроструктуры и морфологии частиц, выделенных из проб (точка 2), изначально предположили, что частицы образовались в атмосфере при взрыве и/или высокотемпературной абляции тела сложного композитного состава, включающего лед [Войцеховский, 1990; Guilbert-Leroutre et al., 2015]. С этой позиции изучали элементный состав микросфер, характер и пространственное расположение нано- и микрообразований внутри микросфер, неотделимых от их структуры или текстуры. К таким нано- и микрообразованиям микросфер авторы отнесли элементы поверхности, не относящиеся к дендритам или кристаллитам, элементы радиального направления (от центра микросфер), элементы винтового расположения, включения нерегулярного характера. Несколько микросфер, имеющих такие отличительные особенности, были обнаружены в препаратах, анализируемых с помощью СЭМ.

В пробах из точки 2 при изучении СЭМ изображений алюмосиликатных микросфер в них обнаружили необычные микроструктуры: без наружных повреждений они имеют округлые выделения в форме светлых (предположительно железистых) и темных (предположительно силикатных) наносфер на поверхности микросферы (рис. 1). Такие микросферы образовали первую

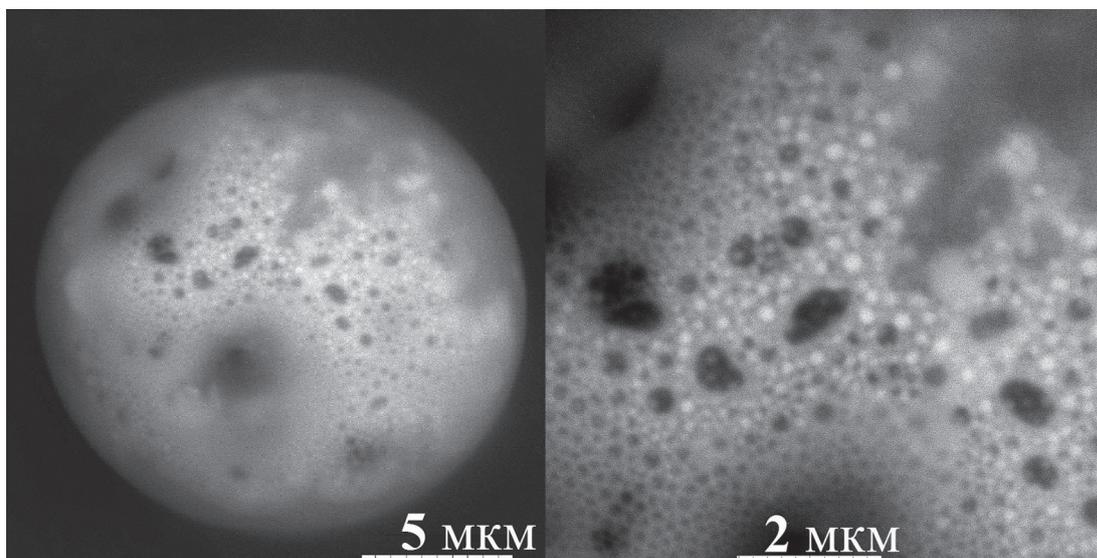


Рис. 1. Структура железо-алюмосиликатной микросферы с наноразмерными выделениями железистой фазы

группу частиц КП с отличиями. Аналогичные структуры ранее обнаружены нами в объекте Рабига Куль, также импактного происхождения [Сунгатуллин и др., 2016]. Вторая группа необычных частиц содержит, предположительно, микросферы вращения. Они отличаются ажурными сетчатыми структурами, направленными и утолщающимися от центра к поверхности микросфер, что не характерно для роста кристаллических структур. В третью группу частиц вошли частицы, имеющие различный “генезис”, но общую особенность – металлическое “напыление” пленок Fe, их образование можно связать с облаками атомарного Fe и Ni, открытых П. Гузиком и М. Манфродом [Guzik, Drahus, 2021; Manfroid et al., 2021]. Это открытие позволило нам идентифицировать кометную природу пленок Ni [Tselmovich et al., 2023], но можно предположить, что и Fe пленки имеют ту же природу.

Предположив, что микроскопическая КП, осевшая на определенном уровне на местности в точке 2, образовалась в результате атмосферного взрыва ЧКТ, в следе на месте взрыва могут находиться частицы, порожденные этим взрывом. Исходя из этого, соответственно, предположили “способы” их образования и различия в характере движения. В момент взрыва тела его части и частицы приобретают дополнительный импульс (импульс тела), направленный по радиусу от центра взрыва. С тела, которое движется с высокой скоростью, разбросанные взрывом частицы попадают в зону срыва вихревых потоков, в которой они приобретают момент импульса, задающий им вращение относительно точки или оси. Исходя из характера взрывных сил, воздействующих на частицы (как материальные точки), предположили, что частицы КП могут быть покрыты конденсатами либо встречных потоков сублиматов, либо догоняющих. Это могут быть конденсаты металлов, которые находились в составе включений взрывающегося тела. Конденсируясь, сублиматы металлов могут образовывать тонкие покрытия в виде пленки на ровных участках поверхностей или в виде ажурной сетки – на неровных. В частицах из области срыва потока вероятность конденсации паров металлов ниже, так как характер движения частиц, которые с момента отрыва становятся телами вращения, иной. Вращающиеся частицы могут “захватывать” продукты абляции, вовлеченные во вращение, которые могут прилипать к их поверхности (драпировка мелкими частицами поверхности крупных частиц), могут быть на них “накручены”, “ввинчены”, возможны варианты сложного движения.

В постановке задачи диагностики микрочастиц кометного происхождения следует использовать принципиальные отличия в характере разрушения в атмосфере тел, имеющих астероидное происхождение, и комет и/или их фрагментов, содержащих водяной лед с включениями. Отличия следует искать в продуктах взрыва, процессах абляции, реакциях синтеза, окисления, в составе, структуре, морфологии частиц КП. Учитывая результаты предыдущих исследований (включая данные точки 1), где были обнаружены микроалмазы в составе проб с частицами КП, дальнейшее исследование в районе взрыва ЧКТ следует целенаправленно продолжить, приняв кометную версию его происхождения аналогично УКТ [Войцеховский, 1990; Tselmovich et al., 2023].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН (№ FMWU-2022-0026).

Литература

- Войцеховский А.И. Виновница земных бед? / Серия: Знак вопроса. № 7. М.: Знание, 1990. 48 с.
- Сунгатуллин Р.Х., Цельмович В.А., Вафин Р.А., Сунгатуллина Г.М. Геоморфологические и геолого-минералогические признаки импактного происхождения озерной котловины Рабига Куль, Республика Татарстан // Геоморфология. 2016. № 1. С. 64–72.
- Цельмович В.А. Возможность микроскопической диагностики космической пыли в торфе // Метеориты, астероиды, кометы / Мат-лы Междунар. конф. и школы молодых ученых “Чебаркуль-2015”. Челябинск: Тета, 2015. С. 193–196.
- Guilbert-Lepoutre A., Bessel S., Mousis O., Ali-Dib M., Höfner S., Koschny D., Hager P. On the Evolution of Comets // Space Sci. Rev. 2015. V. 197. P. 271–296. <https://doi.org/10.1007/s11214-015-0148-9>
- Guzik P., Drahus M. Gaseous atomic nickel in the coma of interstellar comet 2I/Borisov // Nature, 2021. V. 593. P. 375–378. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03485-4>
- Manfroid J., Hutsemekers D., Jehin E. Iron and nickel atoms in cometary atmospheres even far from the Sun // Nature. 2021. V. 593. P. 372–374. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03435-0>
- Tselmovich V., Amelin I., Gusiakov V., Kirillov V., Kurazhkovskii A. On the Possible Cometary Nature of the Uchur Cosmic Body (Fall 3.08. 1993) // Adv. Geol. Geotech. Engine. Res. 2023. V. 5. No. 3. P. 16–24.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Черешинский А.В., Крайнов А.В.

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж,
e-mails: vsu31022@mail.ru; aleksey_vsu_geo@mail.ru*

На территории Воронежской антеклизы (ВА) палеогеновые отложения достаточно широко распространены, представлены палеоценом, эоценом и олигоценом [Савко и др., 2001]. Они трансгрессивно залегают на породах различных ярусов верхнего мела и полого наклонены на юго-запад в сторону Днепровско-Донецкой впадины. При проведении работ по геологическому доизучению на юго-востоке ВА (территория листа М-37-ХІ) были детально изучены образования палеогена.

В пределах рассматриваемой территории отложения палеогена развиты на водораздельных пространствах в южной и юго-восточной половине листа М-37-ХІ. К наиболее древним палеогеновым образованиям относятся бузиновская и вешенская свиты палеоцена. Они распространены только на юго-востоке рассматриваемой площади, с размывом залегают на образованиях верхнего мела.

Бузиновская свита представлена песками с прослоями песчаников и глин. Пески от светло-серых до зеленовато-серых, мелко-тонкозернистые, хорошо сортированные, от кварцевых до глауконит-кварцевых. Они, как правило, слюдистые, преимущественно слабглинистые. В основании разреза наблюдается прослой песка, содержащего многочисленные включения гальки и гравия кварца, кремней и фосфоритов. Основными акцессорными минералами являются ильменит, циркон, рутил, гранат, дистен, ставролит и турмалин. Мощность бузиновской свиты колеблется от 1–5 до 22 м.

Вешенская свита имеет очень ограниченное распространение, развита на крайнем юго-востоке и востоке территории, сложена серыми и зеленовато-серыми слюдистыми глинами, мощностью до 5 м. Известных проявлений и месторождений, связанных с образованиями данного возраста, нет. Пески бузиновской свиты используются местными жителями как строительное сырье.

Разрез эоцена начинается с обоянской и бучакской свит, они отмечаются в южной половине листа, с размывом залегают на образованиях палеоцена, реже на породах верхнего мела. Обоянская свита представлена песками с прослоями песчаников, реже с прослоями глин. Пески серые, зеленовато-серые, желтовато-серые, тонко-мелкозернистые, хорошо сортированные, кварцевые, иногда глауконит-кварцевые. Они слабглинистые и неглинистые, с редкими включениями мелких чешуек слюды. Наблюдаются до 2–3 прослоев разнозернистых песков, содержащих гравийные зерна кварца. В восточной части листа наблюдаются тонкие прослои зеленовато-серых глин. В основании разреза часто встречается прослой, обогащенный галькой и гравием кремней, кварца, фосфоритов, с остатками обломков окремненной древесины. Песчаники отмечаются в виде прослоев, реже линз в песках. Акцессорные минералы представлены лейкоксеном, ильменитом, цирконом, рутилом, силлиманитом, дистеном, ставролитом, гранатом и турмалином. Мощность свиты составляет от 1–5 м на юго-западе, до 15–22 м на юго-востоке и востоке.

Бучакская свита представлена песками. Они зеленовато-серые, иногда с желтоватым оттенком, тонкозернистые, хорошо сортированные, глауконит-кварцевые. Пески, как правило, глинистые и слюдистые. В основании разреза наблюдается прослой, обогащенный галькой и гравием фосфоритов, кварца и кремней. Среди акцессорных минералов преобладает лейкоксен, ильменит, циркон, гранат, рутил и эпидот. Мощность бучакской свиты до 4 м.

С породами обоянской и бучакской свит связаны месторождения песков строительных, проявления песков стекольных, отмечены точечные шлиховые пробы, содержащие титан и цирконий. Бутурлиновское месторождение песков строительных расположено в 8 км юго-восточнее ст. Бутурлиновка. Мощность полезной толщи составляет 16,6 м, вскрышные породы представлены глиной воробьевской свиты палеогена и четвертичными моренными суглинками. В ходе проведения работ по ГДП-200 было выявлено Ударниковское проявление стекольных песков [Государствен-

ная..., 2022]. Пески хорошего качества с высоким содержанием кремнезема и низким железа, хорошо отсортированы. Пески, пригодны для производства стеклопрофилита, стеклоблоков, проката, белой консервной тары и бутылок, стекловолокна строительного назначения. Также выявлено 3 точечные шлиховые пробы, содержащие повышенные количество титана и циркония, они расположены в восточной части рассматриваемой площади [Государственная..., 2022]. Содержание тяжелой фракции колеблется от 1.2% до 2.6%. Основными рудными минералами являются: ильменит (27.0–80.94 кг/м³), рутил (4.6–12.9 кг/м³), лейкоксен (0.8–3.9 кг/м³) и циркон (3.4–11.1 кг/м³).

Выше обоянской и бучакской свит залегает киевский горизонт, представленный киевской свитой, распространенной в юго-западной половине листа, и воробьевской свитой, развитой на юго-востоке и востоке территории. Киевская свита с размывом залегает на образованиях обоянской и бучакской свит, реже на породах верхнего мела, представлена глинами, мергелями, песками и песчаниками. Пески и песчаники характерны для нижней части разреза, мергели – для средней, глины – для верхней части. Пески и песчаники зеленовато-серые и серые со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистые, хорошо сортированные, глауконит-кварцевые, преимущественно сильно глинистые и слюдястые, часто известковистые. Песчаники рыхлые на глинисто-карбонатном цементе. В основании песчаной пачки отмечаются галька и гравий кварца и кремней, а также мелкие обломки желваков песчаных фосфоритов. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, рутилом, турмалином, гранатом и эпидотом. Мергели серые и зеленовато-серые иногда со слабым желтоватым оттенком, плотные. Глины зеленовато-серые, иногда с желтоватым оттенком, плотные, пластичные, как правило, сильнокарбонатные, в нижней части разреза ожелезненные и песчаные. В глинах иногда отмечаются углефицированные растительные остатки. Мощность свиты составляет до 16 м.

В ходе проведения работ по ГДП-200 было выявлено Битюговское проявление цеолитсодержащих пород [Государственная..., 2022]. Мощность полезной толщи составляет 2.5 м, среди глинистых минералов выделяют каолинит, клиноптилолит и иллит. Содержание клиноптилолита колеблется от 5% до 40%, но в верхней части слоя отмечается повышенное содержание этого минерала до 30–40%. На исследуемой территории известно Шестаковское месторождение буровых глин. В минеральном составе глинистой фракции выделяют монтмориллонит (54–77%), иллит (4–8%), каолинит (3–8%). Сырье высоко- и среднедисперсное, однородное по химическому составу.

Воробьевская свита сложена глинами, алевритами, песками и песчаниками. Пески и песчаники преимущественно характерны для нижней части разреза, алевриты отмечаются на крайнем востоке территории. Глины зеленовато-серые и светло-серые с зеленоватым оттенком, плотные, пластичные, опоковидные, в различной степени алевритистые и карбонатные. Алевриты серые и зеленовато-серые, слюдястые, сильноглинистые, с примесью песчаного материала, количество которого возрастает вниз по разрезу. Пески и песчаники залегают в нижней части разреза, они разнозернистые, преимущественно мелкозернистые, глауконит-кварцевые. Среди акцессорных минералов доминирует лейкоксен, ильменит, циркон, рутил, дистен, турмалин, ставролит, силлиманит и роговая обманка. Мощность свиты составляет до 21 м.

С породами воробьевской свиты связано Затонское проявление керамических глин. Полезная толща имеет мощность до 5.2 м, по минеральному составу глина смектит-иллит-каолининовая (соотношение минералов 30%, 35%, 35%). По содержанию глинозема (Al₂O₃) глины кислые (13.2%), с высоким содержанием красящих оксидов Fe₂O₃ и TiO₂ (более 8%). Глина может быть использована для изготовления низкосортных керамических изделий. На востоке исследуемой территории известно Бутурлиновское месторождение глин красочных (охр), которое состоит из трех участков. Охры залегают в виде горизонтальной пластообразной залежи, мощностью от 0.1 до 1.1 м. Содержание Fe₂O₃ в охрах колеблется от 15.16% до 27.75%. Они пригодны для лакокрасочной промышленности.

Обуховская свита с размывом залегает на породах киевской и воробьевской свит, распространена в южной и юго-восточной половине листа. Свита представлена глинами с прослоями алевритов. Глины зеленовато-серые и серые с зеленоватым оттенком, плотные, опоковидные, в различной степени алевритистые и карбонатные. В них отмечаются тонкие прослои и линзы глинистых алевритов. Мощность свиты до 7–10 м.

Разрез олигоцена начинается с кантемировской свиты, она распространена на водоразделах в южной половине листа, с размывом залегает на породах киевского горизонта. Кантемировская свита представлена песками, алевроитами и глинами. Пески характерны для нижней части разреза, алевроиты для нижней и верхней части (преимущественно в восточной части территории), глины в основном встречаются в верхней части разреза.

Пески от зеленовато-серых и серовато-зеленых, до желтовато-серых и буровато-серых, мелко-тонкозернистые, хорошо сортированные, глауконит-кварцевые, неравномерно глинистые. Акцессорные минералы представлены лейкоксеном, ильменитом, цирконом, турмалином, силлиманитом, дистеном, роговой обманкой и ставролитом. Алевроиты от светло-серых до зеленовато-серых, неравномерно глинистые. Отмечаются включения мелких чешуек слюды, в отдельных разрезах алевроиты сильнослюдистые. Глины серые, зеленовато-серые, желтовато-серые, плотные, неравномерно запесоченные и алевроитистые, количество терригенного материала возрастает вниз по разрезу. Мощность свиты изменяется в широких пределах и составляет в среднем 7–12 м, увеличиваясь в юго-западном направлении до 18 м.

Глины кантемировской свиты могут являться сырьем для производства строительного кирпича. На рассматриваемой территории имеется Бутуриновское месторождение, в пределах него полезная толща представлена делювиальными четвертичными суглинками и глинами кантемировской свиты. Из смеси 30% суглинков и 70% глин можно получить кирпич марок 100–150.

Берекская свита относится к верхнему олигоцену, нижнему миоцену. Отложения свиты с размывом залегают на образованиях кантемировской свиты, расположены на наиболее высоких водоразделах. Берекская свита сложена толщей песков, с прослоями и линзами алевроитов, песчаников и глин. Пески от светло-серых, до желтовато-серых, реже пестроцветные, тонко-мелкозернистые, кварцевые, в различной степени глинистые и слюдистые, с прослоями и линзами алевроитов и каолиновых глин. Отмечаются горизонты, содержащие небольшие линзы мелкозернистого кварцевого песчаника. Среди акцессорных минералов преобладает лейкоксен, ильменит, циркон, дистен, рутил, ставролит, силлиманит и турмалин. Мощность берекской свиты колеблется от 1–8 до 15 м. Пески берекской свиты используется для нужд местного населения и, как правило, разрабатываются кустарным способом.

Таким образом, палеогеновые отложения юго-востока ВА представлены палеоценом, эоценом и олигоценом. В разрезе преобладают песчаные породы и глины, менее характерны мергели и алевроиты. С эоценовыми отложениями связаны месторождения строительных песков, красочных и буровых глин, проявления цеолитов, керамических глин и стекольных песков, точечные шлиховые пробы, содержащие титан и цирконий. Олигоценные образования могут быть использованы при производстве кирпича. Горнотехнические условия имеющихся и потенциальных месторождений благоприятны – полезная толща залегает неглубоко от поверхности, что позволяет вести добычу открытым способом.

Литература

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (2-е поколение). Л. М-37-ХІ (Бобров). Объяснит. записка / А.В. Черешинский, Б.В. Глушков, П.В. Холин и др. Изд. второе. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2022. 303 с.
- Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Тр. науч.-исслед. ин-та геологии Воронеж. гос. ун-та. Вып. 3. Воронеж: ВГУ, 2001. 201 с.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДОЛОМИТИЗАЦИИ ПЛАСТА Б1 (КЕМБРИЙ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) И СВЯЗЬ С ЕМКОСТНЫМИ СВОЙСТВАМИ ПОРОД

Чертина К.Н.¹, Ульянова А.В.¹, Аржиловская Н.Н.¹, Мусин Р.А.², Савичев К.С.²

¹ООО “Тюменский нефтяной научный центр”, г. Тюмень, e-mail: knchertina@tnnc.rosneft.ru

²ООО “АнгараНефть”, г. Иркутск, e-mail: angaranefit@rosneft.ru

Введение

Основные задачи, которые стоят перед геологом-нефтяником – это поиск и разведка резервуаров, содержащих коммерческие объемы углеводородов, выбор оптимальной системы разработки для добычи ресурсов. Резервуары нефти и газа являются многомерными величинами, где успешность прогноза и разработки коллектора зависит от комплексного учета и распространения характеристик, доступных для изучения и интерпретации. Прямым методом, который дает представление о литологических характеристиках и коллекторских свойствах горных пород, является керновый материал, всестороннее исследование которого осуществляется в лабораторных центрах, а полученная информация является опорой для распространения свойств в межскважинном пространстве.

В 2004 г. поисково-разведочным бурением на территории центральной части Непско-Ботубинской антеклизы Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции Восточной Сибири на Даниловском и Преображенском лицензионных участках доказана нефтеносность и перспективность древнейших карбонатных отложений кембрийского времени. Нефтеносность и газоносность пород связана с рифовыми комплексами нижнего кембрия – пласт Б1. Мощность пласта не выдержана и изменяется от 20 до 120 м. Породы сложены доломитами, известняками, в меньшем объеме глинисто-карбонатными разностями, ангидритами и каменной солью. Покрышка пласта соляная, мощность которой достигает от 45 до 100 м. Пористость пласта изменчива и может достигать более 30%, проницаемость – до 4 Д. В рифовом каркасе микробияльного и губкового типа образуются различные виды пустот (поры, каверны и трещины), сочетание которых обуславливает наличие коллекторов сложного типа и сильную изменчивость фильтрационно-емкостных свойств.

При сравнении продуктивности скважин, пробуренных в рифовые массивы, дебиты скважин имели существенные различия. Из пород, имеющих известковый состав, промышленных притоков не получено. Из скважин доломитового состава получены промышленные притоки нефти и газа – ряд доломитовых разрезов имел высокую продуктивность, где дебит нефти составил от 100 м³/сут до 583 м³/сут, газа – до 346 тыс. м³/сут, в других случаях доломитовый состав пород не указывал на наличие коллектора и дебиты не превышали 3 м³/сут. Таким образом, перед геологом стояла задача определить механизм формирования коллектора и сформулировать концепции связи петрофизических характеристик с вещественным составом пород.

Основным методом для определения механизмов формирования пустотного пространства является литолого-петрографический анализ, который позволяет выявить стадии и условия образования минералов. Процессы доломитизации являются доминирующими и фиксируются на всем этапе эпигенеза пород. В породах пласта Б1 выявлены три генетические модификации доломита – псевдоморфичный, ромбовидный и седловидный (рис. 1). Интерпретация механизмов образования доломитов рассматривается согласно моделям доломитизации, отражающих пребывание пород в определенных физико-химических условиях, меняющихся во времени [Warren, 2000].

Модель доломитизации – Рефлюкс

Доломит, образующийся по модели рефлюкс, имеет микритовую и микрокристаллическую структуры. Доломит может образовываться путем прямого осаждения или доломитизации известковых отложений. При механизме замещения доломит имитирует исходный осадок, т. е. образует псевдоморфичные структуры (см. рис. 1а). Доломитизация *псевдоморфичного* типа, повторяя первичные структурные особенности породы, очень слабо влияет на изменение

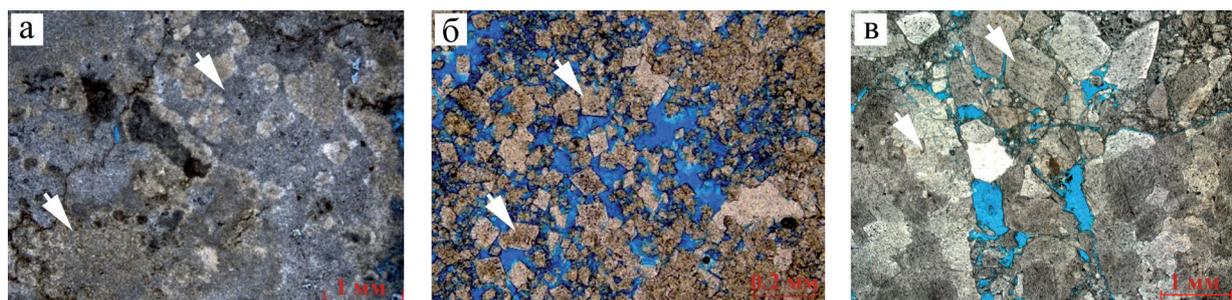


Рис. 1. Петрографические особенности пород согласно генетическим модификациям доломита в породах пласта Б1.

а – увеличение 25 крат, николи параллельны – порода сложена псевдоморфичным типом доломита, повторяющим плотную первичную микробальную структуру; б – увеличение 100 крат, николи параллельны – доломит ромбовидной формы с рыхлой упаковкой кристаллов, образованный по пустотам выщелачивания и формирующий межкристаллические поры; в – увеличение 25 крат, николи параллельны – кристаллы доломита седловидной формы, образованные по трещиноватым участкам

пористости и проницаемости. Литологический состав изучаемых разрезов скважин фиксирует как полное замещение пород на псевдоморфичные доломиты, так и частичное с неравномерным пульсационным характером. Процессы образования псевдоморфичных и матричных доломитов определены в первую очередь климатическими факторами. Жаркий и сухой климат приводит к условиям повышенной солености, т. е. увеличению ее плотности, где соотношение Mg/Ca может достигать 5/1, являющееся благоприятным для осаждения доломита. Вторым значимым критерием является структурный фактор. Так микробальные и губковые постройки, создают заграждения, что нарушает гидрологический обмен, представляя собой эффективную лабораторную систему по обогащению морских вод ионами Mg^{2+} . Третьим фактором, влияющим на концентрацию ионов Mg^{2+} в морской воде, является просачивание вод богатых Mg^{2+} по водоносным горизонтам через отложения карбонатной платформы в сторону морского бассейна.

Модель доломитизации – Смешение

Проникновение метеорной воды под действием гравитации переносит ее в более глубокие водоносные горизонты, продвигаясь по которым она достигает зоны, где может смешиваться с морской водой. Таким образом, в осадках формируются области смешения пресных и соленых вод. Когда смешиваются две воды, то полученный раствор оказывается недостаточно насыщенным по отношению к кальциту, для получения которого он подвергает первичный осадок растворению. Со временем процесс выщелачивания приводит к повышению концентрации ионов Ca^{2+} и CO_3^{2-} и выпадению вторичного кальцита, а также образованию растворов с повышенным содержанием ионов Mg^{2+} , которые осаждаются в виде *ромбовидного* доломита в зонах смешения пресных и соленых вод (см. рис. 1б). Доломитизация по модели смешения приводит к образованию межкристаллических пор, распределение которых носит регулярный характер. Таким образом, доломит модели смешения, образует межкристаллические пустоты треугольной и полигональной формы, стенки которых становятся ровными и гладкими (границы ромбовидных кристаллов доломита), увеличивается количество и размерность пустот, появляются дополнительные поровые каналы, повышающие связанность.

Модель доломитизации – Погребение

Увеличение глубины и процессы уплотнения вытесняют богатые Mg^{2+} , Fe^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , F^{2+} флюиды в поровые воды, циркуляция которых приводит к ремобилизации более ранних доломитов и отложению новообразованных минералов. Высвобождение ионов Mg^{2+} запускает процессы образования доломитов седловидной формы. Магний в зоне погребения может поступать за счет химической переработки более ранних доломитов. Базальные жидкости являются поставщиками в проницаемые интервалы, где происходит садка *седловидного* доломита (см. рис. 1в), а повышенные

температуры в этой зоне усиливают химический процесс. Поток горячего рассола осуществляется снизу-вверх по проводящим каналам. Важным условием для поступления глубинных флюидов является наличие проводящих трещин. Зафиксировано, что в случае, когда в разрезах пласта имеется достаточное количество трещин тектонической природы, по ним возможно проникновение рассола и наличие седловидного доломита наблюдается в породах вплоть до кровли пласта.

Анализ

В породах пласта Б1 с учетом вторичных преобразований условно выделено четыре последовательные стадии, отражающие смену минерального состава и модификаций доломита. Наблюдается следующая стадийность: 1) кальцит первичный; 2) псевдоморфичный доломит; 3) ромбовидный доломит; 4) седловидный доломит.

Выбор типа доломита в качестве критерия для типизации позволяет не только оценить стадийность и степень преобразованности, но и провести взаимосвязь с петрофизическими свойствами пород (пористость и проницаемость) (рис. 2).

При сопоставлении пористости и проницаемости отмечено.

Если порода более чем на 45% сложена минералом кальцита, то последующее влияние вторичных процессов на коллекторские свойства породы не фиксируется. Соответственно, породы, отнесенные к известнякам, известнякам доломитистым и доломитовым – породами коллекторами будут являться только в том случае, если они обладают первичной пористостью, связанной со структурными особенностями породы.

Если породы сложены на 85–100% кристаллами доломита, повторяющими первичные структурные особенности породы, то процесс доломитизации оказывает слабое положительное влияние на изменение пористости и проницаемости пород. Здесь наблюдается появление редких изолированных межкристаллических пустот тонкой и редко мелкой размерности. Доломиты, отнесенные к типу псевдоморфичный доломит, коллекторами являться не будут.

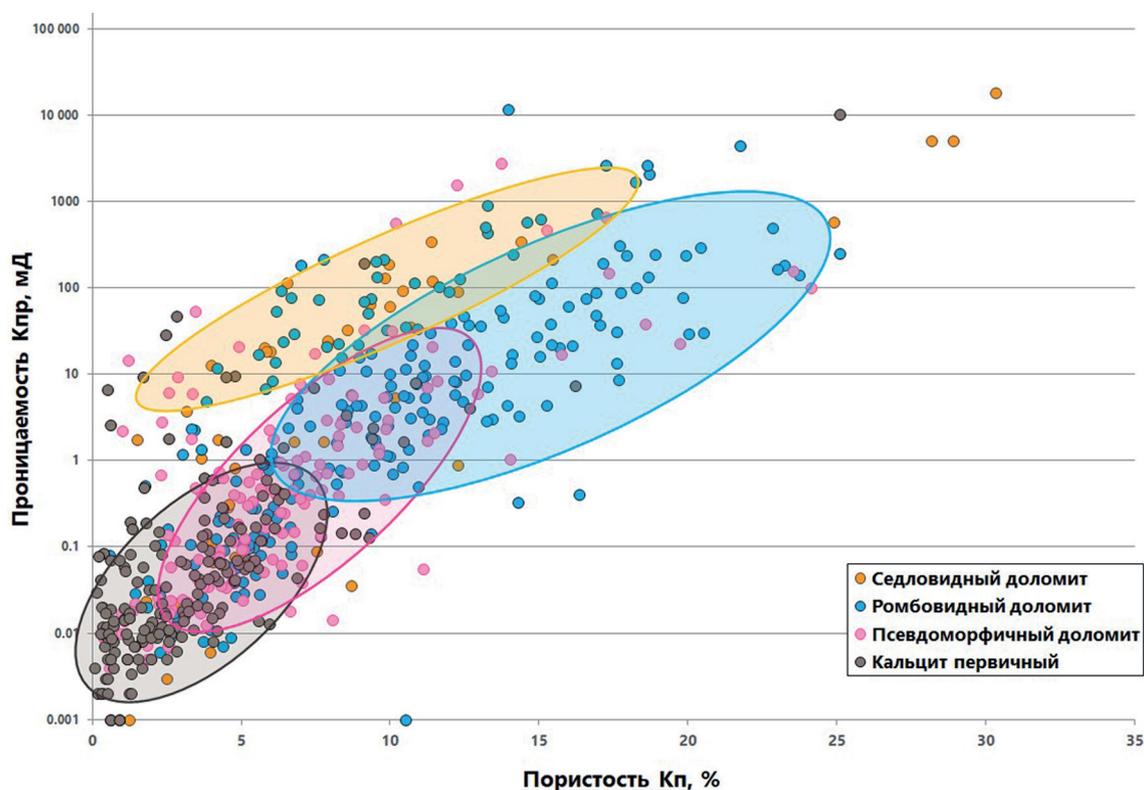


Рис. 2. График сопоставления пористости и проницаемости генетических модификаций типов пород пласта Б1

Доломиты, в которых содержание ромбовидного доломита более 15%, демонстрируют заметное улучшение коллекторских свойств. Здесь фиксируется наличие разнообразных (ваги, молды, межкристаллические и др.) пустот по генезису и размерности и образование коллекторов от тонко-микropорового до трещино-каверново-порового типов.

Петрографическим и петрофизическим анализами было зафиксировано, что в доломитах с содержанием седловидного типа более 20% нет изменений в объеме пустотного пространства, но заметно улучшается проницаемость. Доломиты, отнесенные к седловидному типу, являются наследниками типа коллектора своего предшественника. Возможно, ремобилизация более ранних доломитов приводит не к увеличению, а к структурированию порового пространства, улучшая, тем самым, фильтрующую способность пород. Доломит седловидного типа может являться критерием наличия проводящих трещин.

Выводы

При сопоставлении геолого-промысловой информации породы известкового состава коллекторами не являются. Развитие доломита псевдоморфичного типа (модель – рефлюкс) не влияет на изменение коллекторских свойств пород. Продуктивность скважин связана с доломитами, сложенными кристаллами ромбовидной и седловидной формы. Вторичный коллектор начинает формироваться на стадии метеорных преобразований по модели смещения и фиксируется появлением ромбовидного типа доломита. Наличие в породах седловидного типа доломита, образованного по модели погребения, положительно влияет на проницаемость пород и будет являться критерием наличия протяженных трещин тектонической природы. Переходные разности пород со значительной долей псевдоморфичного и ромбовидного типов имеют более низкие показатели пористости и проницаемости относительно “чистых” разностей. Таким образом, на данном этапе изученности доломитовый состав пород не является определяющим критерием наличия коллектора. Наилучшие коллекторы в породах пласта Б1 зависят не от вещественного состава, а от модификаций в пределах одного минерального типа.

Литература

Warren J.K. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations // *Earth-Sci. Rev.* 2000. V. 52. No. 1. P. 1–81.

ИХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫШЕВСКОЙ СВИТЫ (ГРУППА ПЛАСТОВ Ю₂₋₄) ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ФАЦИАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Чучалина К.Ю.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск,
e-mail: Kris_Chuchalina@mail.ru

Объектом исследования являются среднеюрские терригенные отложения малышевской свиты, включающей группу пластов Ю₂₋₄, развитых в пределах Гыданского полуострова Западной Сибири. По литологическому составу свита сложена ритмичным чередованием пачек алевролитов, песчаников и аргиллитов мощностью от 5 до 40 м и их переходных разностей.

Встречены следующие следы жизнедеятельности и их ассоциации. Ходы *Teichichnus* ихнофафии *Cruziana* (*Th*) (рис. 1б, в) отчетливо выделяются в виде серии вертикальных полуконических слоев, вогнутых концами вверх. В продольном сечении концы слоев имеют вид волнистых поверхностей в верхней части сливающихся друг с другом [Bromley, 1990]. Подобной формы ходы образуются за счет перемещения организмов взад и вперед в одной плоскости. Ихноген *Teichichnus* часто является моноспецифическим комплексом, указывающим на большую скорость образования отложений (район продельт, авандельт), также характерен для лагун, заливов, нижних частей береговых склонов.

Ходы *Zoophycos* (*Zo*) встречены в отдельных прослоях заиливания, сложенных аргиллитами и отвечающих относительно глубоководным участкам тиховодного шельфа [Pemberton, MacEachern, 2006]. Ходы представляют собой горизонтальные или слабонаклонные туннели, закрученные по типу “буравчика” (рис. 1г). А.А. Экдейль с соавторами [Ekdale et al., 1984] интерпретировали *Zoophycos*, как результат питания червеобразных организмов, имеющих тело, полностью вытягивающееся и сокращающееся по типу аннелид.

Подобные следы характеризуют дистальные части ихнофафии *Cruziana*. Очень часто встречаются в ассоциации со следами присутствия жилищ пассивных плотоядных мелкого размера типа (*Planolites*) питающихся донными отложениями. Следы по морфологии без выстилающего слоя, обычно концентрического или эллиптического строения в поперечном сечении (см. рис. 1г). Заполнение ходов отличается от вмещающего слоя. Согласно интерпретации Дж. Пембертона и др. ихнологов подобные ходы оставляют бентические полихеты или другие червеобразные организмы [Pemberton, MacEachern, 2006]. Чаще всего такие ихнофациальные ассоциации характеризуют нижние части береговых склонов. В сочетании с трещинами синерезиса (*Sy*) (рис. 1а, в) могут свидетельствовать о наличии покровов из гиперпикнальной и жидкой глины, образующихся при разливе рек, о крупных штормах, выносящих в морской бассейн пресную воду или присутствии приливно-отливных процессов [Bromley, 1990].

Ассоциации ходов *Glossifungites* (*GL*) (см. рис. 1а, в) являются свидетелями стратиграфических перерывов, во время которых заселение субстрата происходило в морских условиях. Обычно данные ходы встречаются большими популяциями (рис. 1и), надежно маркирующими эрозионные поверхности. Заселение организмами происходило в период между эрозией и последующим осадконакоплением. Обычно это характерно для отливных эрозионных поверхностей, испытывавших периодическое субаэральное обнажение и погружение при приливах [Буданов, Медведев, 1961; Seilacher, 1967; Walker, Noel, 1992; Долотов, 2010].

Проведенный ихнологический анализ позволил выделить ассоциацию комплексов типичных береговых склонов. Илистые тонкослоистые аргиллиты свидетельствуют о наличии мягких субстратов, отложенных в условиях нижележащих участков дна (глубины 15–20 м). Тонко параллельно слоистые песчаники являются дистальными темпеститами. В этих условиях активно действовали илоядные организмы ихнофафии *Cruziana*. Участки вышележащего дна, выполненные алевроаргиллитами, свидетельствуют о наличии тиховодных условий. Волнисто-слоистые песчаные прослои представляют темпеститы более высокого уровня с ходами типа *Terebellina*. Песчаники

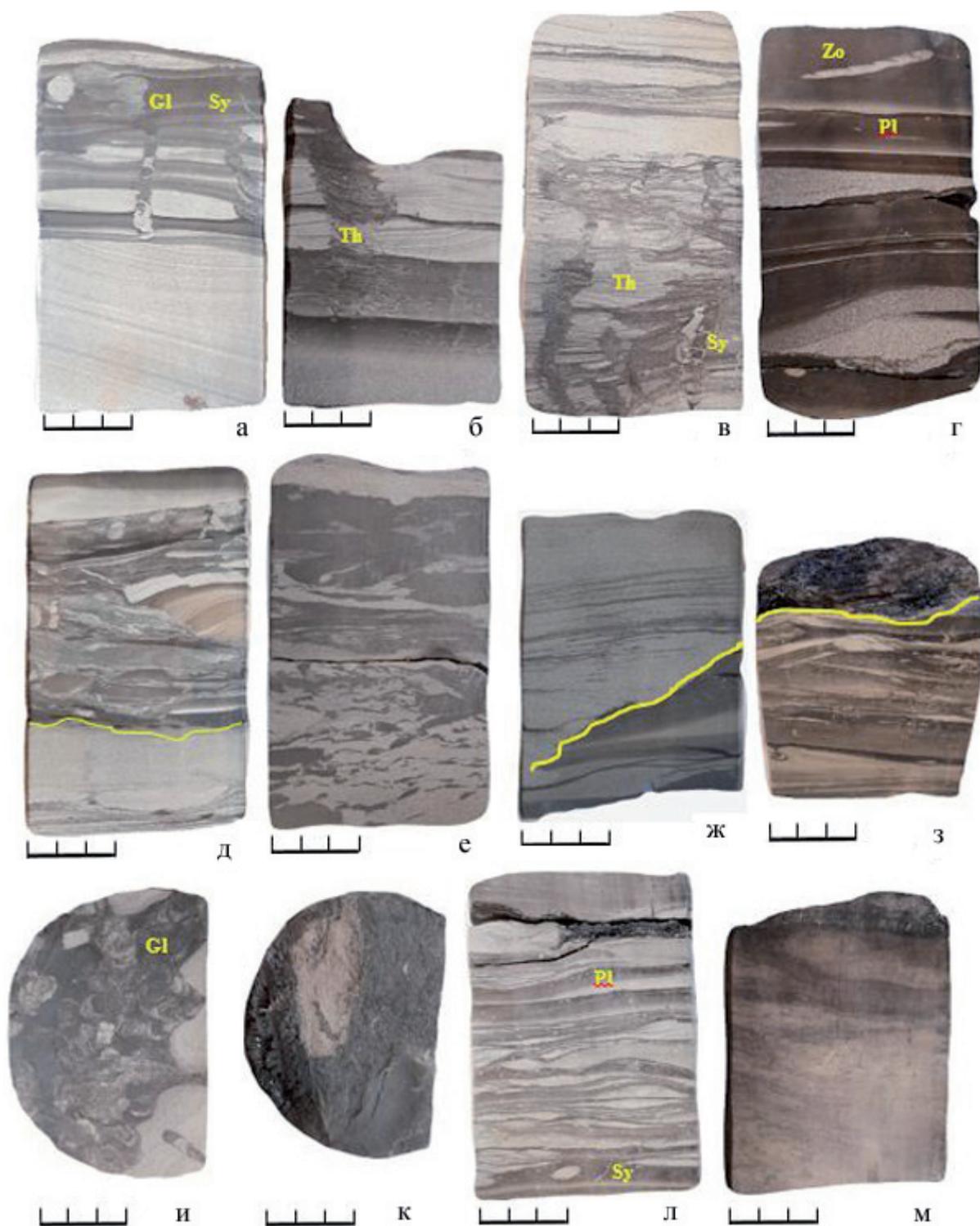


Рис. 1. Основные ихнологическо-седиментологические особенности отложений малышевской свиты (группа пластов Ю₂₋₄).

а – ходы *Glossifungites* (Gl) в крепкопородных прослоях, перекрытых мягкопородными комплексами, свидетельствующие об изменении параметров седиментации (*Distal Glossifungites*); б – ходы *Teichichnus* (Th); в – с трещинами синерезиса (Sy); г – ходы *Zoophycos* (Zo) – круглые до лопастных, представляющие собой горизонтальные туннели, закрученные по типу буравчика в прослоях заиливания; д, ж – поверхности эрозийного врезания приливных русел; е – глинистые обломки (mud clasts); з – поверхность эрозийного осушения; и – плотная популяция ходов *Glossifungites* (Gl) на торце керна; к – включения углефицированной древесины на торце керна; л – переслаивание тонкое горизонтальное и пологоволнистое аргиллита и алевролита мелко- и крупнозернистого, нарушенное многочисленными ходами *Planolites* (Pl) с тонкими (мм до нескольких см) прослоями углей, с трещинами синерезиса (Sy); м – ризиды корней

глинистые комковато-биотурбированные отражают постоянное волновое взмучивание несвязанных осадков.

В вышележащих береговых склонах формировались отложения приливных отмелей. Отложения представлены интенсивным переслаиванием песчаников тонко и мелкозернистых, алевролитов разнозернистых со следами почвенного покрова, со следами ризоидов, остатками корней, с крупными отпечатками растений и обилием растительного детрита, следами ихнофагии *Skolithos*. В отдельных прослоях встречены отчетливые эрозионные поверхности (следы приливных каналов). Также присутствуют типичные представители приливо-отливных условий – мелкие миндалевидные углубления (от 2 до 12 мм), отнесенные Дж. Пембертоном к следам перемещения двухстворчатых моллюсков. Указателем приливо-отливных условий также являются многочисленные трещины синерезиса, отражающие колебания минерализации морской воды [Walker, Noel, 1992; Pemberton, Mac-Eachern, 2006].

Выводы. На основе детального изучения керна 2-х скважин и данных ГИС в разрезах малышевской свиты (гр. пластов Ю₂₋₄) выделены литогенетические типы и их парагенезы. Изученные отложения представлены неравномерным чередованием значительно биотурбированных песчано-алевритовых и алевритоглинистых пород, с тонкими пластами (1–5 м) и прослоями (1–20 см) тонко-мелкозернистых песчаников, включениями углей, обрывков растительного детрита, крупных отпечатков растительности, обломков глинистого состава, углефицированной древесины.

В результате детального ихнологического анализа для поздне-байоских-батских отложений, развитых в пределах Гыданского полуострова предложена фациальная модель активного берегового склона, изредка прорезаемого русловыми приливными каналами. Описанный комплекс ихнофоссилий, согласно исследованиям [Seilacher, 1967; Ekdale et al., 1984; Bromley, 1990; Pemberton, Mac-Eachern, 2006], соответствует условиям отложения осадка в пределах равнинной береговой зоны, побережье которой было подвержено преимущественно волновому влиянию с узкой или средней полосой прилива.

Литература

- Буданов В.И., Медведев В.С. Микроформы донного рельефа береговой зоны приливно-морского моря // Тр. Океанограф. комиссии. 1961. Т. XII. Изд. АН СССР.
- Долотов Ю.С. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 180 с.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск.: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.
- Bromley R.G. Trace fossils: Biology and taphonomy. Unwin Hyman Ltd, London, 1990. 280 p.
- Ekdale A.A., Bromley R.G., Pemberton S.G. Ichnology: Trace fossils in sedimentology and stratigraphy // Soc. Econ. Paleontol. Mineral. 1984. SEPM short course; no. 15. 317 pp.
- Pemberton S.G., Mac-Eachern J.A. Applied Ichnology Short Course: The Use of Trace Fossils in Sequence Stratigraphy, Exploration and Production Geology. 2006. SEPM Short Course; no. 18. 274 p.
- Seilacher A. Bathymetry of trace fossils // Marine Geol. 1967. No. 5. P. 413–426.
- Walker R.G., Noel P.J. Facies models response to Sea level change – GeoText 1. 1992. 454 p.

СОСТАВ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ИЗВЕСТНЯКОВ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ БОЛЬШОГО ПЕЩЕРНОГО ОСТРОВА (р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Шадрин А.Н., Сандула А.Н.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, e-mail: anshadrin@geo.komisc.ru

На р. Унья (Северный Урал) в районе Большого пещерного острова наблюдаются выходы восточной полосы каменноугольных отложений Верхнепечорского бассейна [Варсанюфьева, 1933; Калашников, 1970; Иванов, 2007]. Здесь развит известняковый типа разреза [Шадрин, Сандула, 2020]. С целью получения дополнительной информации при выяснении условий осадконакопления и восстановлении палеогеографии Верхнепечорского палеобассейна в раннем карбоне нами были опробованы породы на содержание изотопов углерода и кислорода в турнейско-визейском интервале разреза в обн. У84 (рис. 1А).

Обнажение У84 расположено на левом берегу р. Унья в 0.7 км ниже по течению от Уньинской пещеры (обн. У85) и в 2 км выше устья р. Большая Дубровка, напротив Большого Пещерного острова (см. рис. 1А). Слои падают моноклиально по азимуту 40–50° под углом 35°, наращивание разреза – снизу вверх по реке. Видимая мощность разреза каменноугольных отложений с учетом не обнаженных участков составляет 109.8 м. На интервале было отобрано 96 образцов горных пород, из которых для 75 установлены взаимоотношения изотопов углерода и кислорода. По нашим данным [Шадрин, Иванова, 2019], здесь вскрываются породы верхнего девона и нижнего карбона. В составе последнего выделяются косьвинский горизонт турнейского яруса и все горизонты визейского яруса (за исключением бобриковского): радаевский, тульский, алексинский, михайловский и вневский (рис. 1Б). Полученные значения изотопного состава известняков в изученном разрезе ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -0.4...2.93\%$, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +23.06...+29.4\%$)¹ попадают в поле изотопного состава карбонатов Восточно-Европейской платформы и Урала: $\delta^{13}\text{C} = 0...+5\%$ (PDB); $\delta^{18}\text{O} = +26...+29.8\%$ (SMOW) [Bruckschen et al., 1999; Grossman et al., 2002].

Турнейский ярус, косьвинский горизонт (C_{1ks} , 14.3 м)². Значения $\delta^{13}\text{C} = -0.4...+2.61\%$, $\delta^{18}\text{O} = +27.11...+29.14\%$ (18 анализов из 19 образцов). Переслаивание темно-серых плитчатых (0.2–0.4 м) горизонтально слоистых, иногда глинистых, биокластовых и пелитоморфных известняков с редкими тонкими (до 3 см) прослоями, линзами (от 2 до 15 см) и мелкими (2–3 см) желваками черных кремней. В биокластовых известняках органический материал представлен фрагментами брахиопод, водорослей, фораминифер, остракод. В верхней части разреза они окатаны.

Визейский ярус, радаевский горизонт (C_{1rd} , 1.5 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = +1.1...+1.71\%$, $\delta^{18}\text{O} = +27.62...+28.93\%$ (3 анализа из 3 образцов). Сложен переслаивающимися известняковыми песчаниками и пелитоморфными известняками темно-серого цвета. Биокластовый материал в породах представлен остатками водорослей, фораминифер, остракод, створками брахиопод и иглами морских ежей. Верхняя граница горизонта приходится на задернованный участок, мощность – 5 м.

Тульский горизонт (C_{1tl} , 6 м). Значения $\delta^{13}\text{C} = +1.7...+2.59\%$, $\delta^{18}\text{O} = +26.9...+28.37\%$ (6 анализов из 7 образцов). Сложен темно-серыми плитчатыми (0.1–0.15 м и 0.35–0.5 м) водорослево-биокластовыми и полибиокластовыми известняками. Повсеместно наблюдается немногочисленные кремни черного цвета: мелкие изометричные желваки (до 3 см в поперечнике) и линзовидные образования (8–20 см) и, реже, частичное окремнение органических остатков. В составе пород установлены одиночные ругозы, мелкие брахиоподы, членики криноидей, фрагменты талломов водорослей, остракоды и фораминиферы. Граница с отложениями алексинского горизонта приходится на задернованный участок, мощность – 4 м.

¹Анализы проводились в ЦКП “Геонаука” ИГ Коми НЦ УрО РАН И.В. Смолевой.

²Здесь и далее указывается мощность.

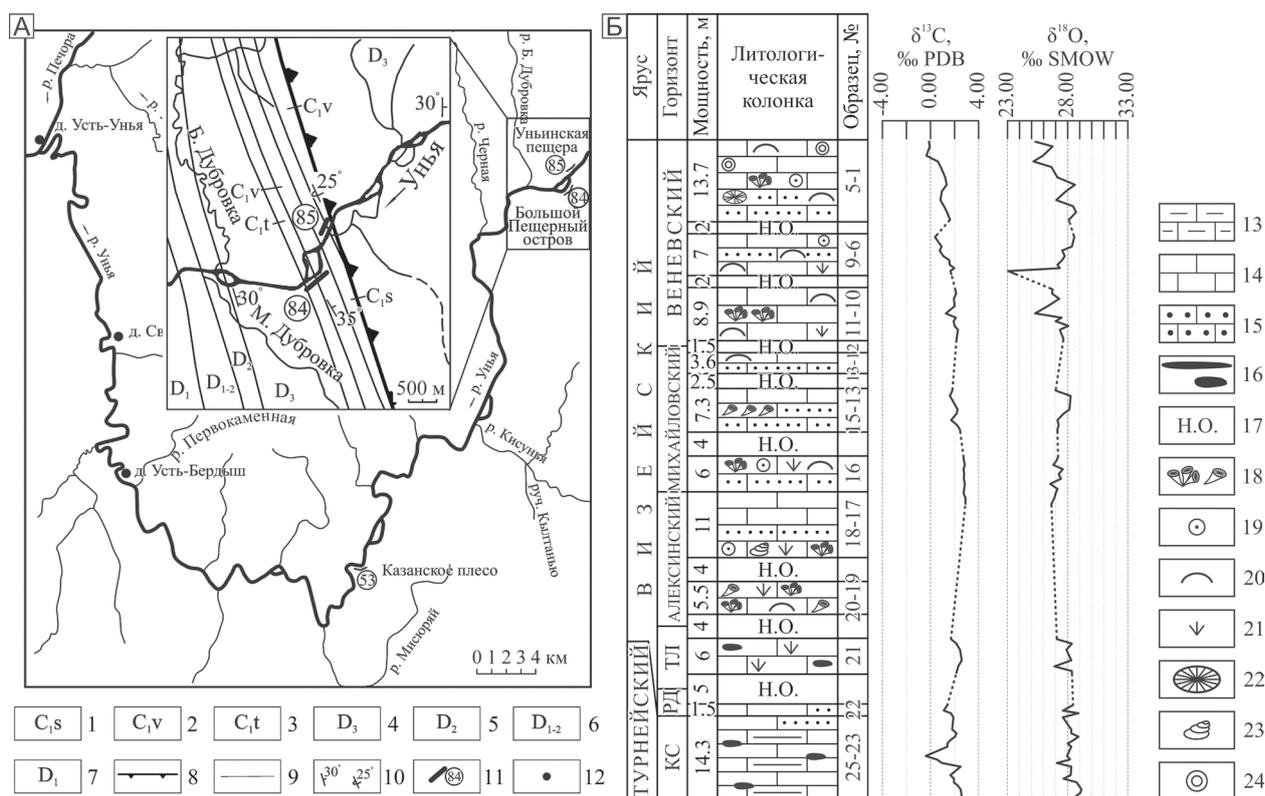


Рис. 1. А – схема расположения изученного разреза в бассейне р. Унья и геологическое строение района работ, по [Иванов, 2007] с дополнениями авторов. Б – литолого-стратиграфический разрез нижнекаменноугольных отложений в обн. У84 (р. Унья, Северный Урал) с кривыми изотопного состава углерода и кислорода.

1 – серпуховский ярус нижнего карбона; 2 – визейский ярус нижнего карбона; 3 – турнейский ярус нижнего карбона; 4 – верхний девон; 5 – средний девон; 6 – нижний-средний девон нерасчлененный; 7 – нижний девон; 8 – шарьяж; 9 – геологические границы; 10 – элементы залегания; 11 – обнажения и их номера, по [Варсанофьева, 1933]; 12 – населенный пункт; 13 – известняк глинистый; 14 – известняк; 15 – песчаник известняковый; 16 – кремневые образования; 17 – не обнажено; 18 – кораллы (колониальные и одиночные); 19 – криноидеи; 20 – створки брахиопод; 21 – водоросли; 22 – губки; 23 – гастроподы; 24 – ооиды.

Сокращения: КС – косьвинский; РД – радаевский; ТЛ – тульский

Алексинский горизонт (C_{1al}, 20.5 м). Значения $\delta^{13}C = +2.74...+2.93\%$, $\delta^{18}O = +26.66...+28.99\%$ (3 анализа из 19 образцов). В нижней части разреза – водорослево-биокластовые известняки темно-серого цвета с редкими участками окремнения органических остатков. Повсеместно наблюдается большое количество обломков колониальных ругоз и табулят, а также отдельные створки брахиопод и водорослевые образования. В верхней части разреза горизонта – биокластовые известняки серого цвета тонко-, горизонтально-слоистые. В породах наблюдается большое количество мелких (менее 5 мм) члеников криноидей, встречаются ругозы, табуляты, створки продуктид, раковины гастропод. Кроме этого в составе пород присутствуют обрывки водорослей, остатки фораминифер, остракод, мшанок.

Михайловский горизонт (C_{1mh}, 23.4 м). Значения $\delta^{13}C = +1.58...+2.86\%$, $\delta^{18}O = +26.53...+28.22\%$ (15 анализа из 16 образцов). Разрез сложен известняковыми песчаниками и биокластовыми известняками серого цвета часто с горизонтальной слоистостью. Органогенный материал представлен криноидеями, створками продуктид, различными ругозами и табулятами, обрывками водорослей, раковинками частых фораминифер и более редких остракод. Нередко мелкий детрит (менее 1 мм) хорошо окатан, в некоторой степени гранулирован. Граница михайловского горизонта с перекрывающими породами проводится в пределах задернованного участка, соответствующего мощности 1.5 м.

Веневский горизонт (C_{1vp}, 33.6 м). Значения $\delta^{13}C = -0.32...+2.27\%$, $\delta^{18}O = +23.06...+28.68\%$ (30 анализа из 32 образцов). Сложен различными биокластовыми известняками. Цвет пород: серый,

иногда светло- или темно-серый. Почти для всего разреза характерно наличие в породе частых ругоз, члеников криноидей, створок различных брахиопод, раковин фораминифер, обрывков водорослей и более редких остатков мшанок, остракод, губок. В исключительных случаях встречаются фрагменты раковин аммонитов и гастропод. Некоторые органические остатки окремнены (возможно именно этим обстоятельством обусловлено заметное облегчение $\delta^{18}\text{O} = 23.06\text{‰}$ в обр. У84/9а-2). В средней части разреза в тонкозернистых известняках биокластового материала значительно меньше, чем в верхней или нижней. В верхней половине разреза органический детрит в горизонтально-тонкослоистых породах нередко окатан, а также отмечается наличие единичных ооидов.

Анализируя литологические данные и вариации значений изотопного состава пород, можно прийти к выводу, что характер их изменения в известняках изученного разреза в некоторой степени согласуется с выявленным трендом изменения условий раннекаменноугольного осадконакопления, выявленного в данной области Верхнепечорского бассейна [Шадрин, Иванова, 2019; Шадрин, Сандула, 2020]. Так, $\delta^{13}\text{C}$, в предверии максимума ранневизейской регрессии, облегчается от +2.61 до -0.4‰ , затем, до начала михайловского времени на фоне визейской трансгрессии, утяжеляется до +2.93‰, а после, в течение нового понижения уровня моря, снова облегчается до -0.32‰ . Одновременно с этим значения $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в пределах +27...+29‰, и только в породах веневского горизонта фиксируются пики облегчения изотопного состава кислорода.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600013-9).

Литература

- Варсановьева В.А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124-го листа (бассейн р. Уньи). М.-Л., 1933. 47 с. (Тр. ВГРО. Вып. 289).
- Иванов В.Н. Геологическое строение территории листа Р-40-XXIII // Отчет: Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-XXIII (Уньинская площадь). Кн. 1. Сыктывкар, 2007. 265 с.
- Калашиников Н.В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна реки Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. Сыктывкар, 1970. С. 25–40. (Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР. Вып. 11.)
- Шадрин А.Н., Иванова Р.М. Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений в разрезе Большого Пещерного острова (р. Унья, Северный Урал) // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2019/1_2019.html
- Шадрин А.Н., Сандула А.Н. Литогенетические особенности верхневизейских отложений известнякового типа Верхней Печоры (Северный Урал) // От анализа вещества – к бассейновому анализу / Мат-лы 13 Урал. литол. совещ. Екатеринбург, 2020. С. 298–300.
- Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 127–163.
- Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.-S., Chuvashov B.I., Yancey T.E., Veizer J. Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 61–71.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Шалдыбин М.В.

АО «Томский научно-исследовательский и проектный институт нефти и газа»,
г. Томск, e-mail: ShaldybinMV@tomsknpi.ru

Исследовались образцы керна глубоких скважин на предмет изучения в них глинистых минералов. Скважины вскрыли терригенный разрез последовательности из обломочных (песчаники и алевролиты) и глинистых пород одного из нефтяных месторождений, локализованного в пределах Западно-Сибирского осадочного бассейна. Месторождение географически располагается на территории ХМАО (Широтное Приобье) в пределах которого кернам вскрываются целевые (продуктивные) горизонты песчаных коллекторов юрского (пласты группы ЮС) и мелового возраста: пласты ачимовской (Ач) группы, группы БС и АС. Образцы были исследованы в интервале залегания от 2500 до 3100 м.

Горные породы, представленные глинистыми (аргиллиты) и обломочными (песчаники, реже алевролиты) разностями, были изучены в равной пропорции – по 24 образца. При этом образцы были преимущественно взяты попарно с целью равномерного охвата разреза скважин. Далее был составлен синтетический разрез из нескольких скважин (рис. 1). Минералогический состав пород и содержание глинистых минералов в песчаниках был определен дифрактометрическим методом на рентгеновском дифрактометре РИГАКУ.

Литологически изученные обломочные (песчаники) породы находят стандартный состав: преимущественно содержат кварц, полевые шпаты, обломки пород, при малой доли в качестве обломков слюдистых и акцессорных минералов. Цементирующим материалом для обломков выступает глинистый материал, представленный типовым набором: иллит (гидрослюда), каолинит, хлорит, а также смешанно-слоистыми образованиями (ССО) ряда иллит-сметтит. В свою очередь глинистые породы содержат в основном глинистое вещество (в среднем около 40%), кварц (30–40%), полевые шпаты (20–25%), редкие акцессории в виде карбонатов и сульфидов. Для анализа аргиллитов были взяты образцы пород, содержащие не менее 30% глинистых минералов.

Содержание глинистой составляющей для песчаников нефтегазоносного Западно-Сибирского осадочного бассейна может изменяться в широких пределах – от 0 до 15% [Shaldybin et al., 2021]. При этом для юрской части разреза характерно содержание глинистой компоненты в диапазоне 5–10% при преобладании иллита и каолинита. Для пластов ачимовской группы и группы БС наблюдается некоторое снижение в содержании глинистых минералов (обычно менее 5%), однако сильно преобладающим минералом становится хлорит, в то время как в пластах группы АС основным глинистым минералом является иллит (совместно с ССО) при вторичных, но однако в равных долях каолинита и хлорита. Ранее было установлено, что высокая доля в песчаных коллекторах группы резервуаров БС может быть связана с со значительным привносом вулканогенного материала, отмеченного не только повышенным содержанием хлорита, но также и наличием высоких содержанием типично вулканогенных обломков (обломков пород), непосредственно обломков хлорита [Shaldybin et al., 2021].

Анализ содержаний иллита (гидрослюда) в глинистых породах показывает фактически неизменную тенденцию в содержаниях как для мела, так и для юры (около 20%), при том что в песчаных породах для пластов группы БС происходит уменьшение содержания иллитовой составляющей. Однако это количество компенсируется незначительным увеличением хлорита (до 15–20% в аргиллитах) и до 80% общего содержания в песчаниках.

Каолинит же в свою очередь не находит сколь-нибудь значимых тенденций, он может одинаково встречаться как в повышенных, так и пониженных содержаниях как для глинистых, так и для песчаных пород. Безусловно, здесь каолинит является продуктом гидролитического разрушения алюмосиликатов и имеет эпигенетическое происхождение. Он лучше развит в юрских породах

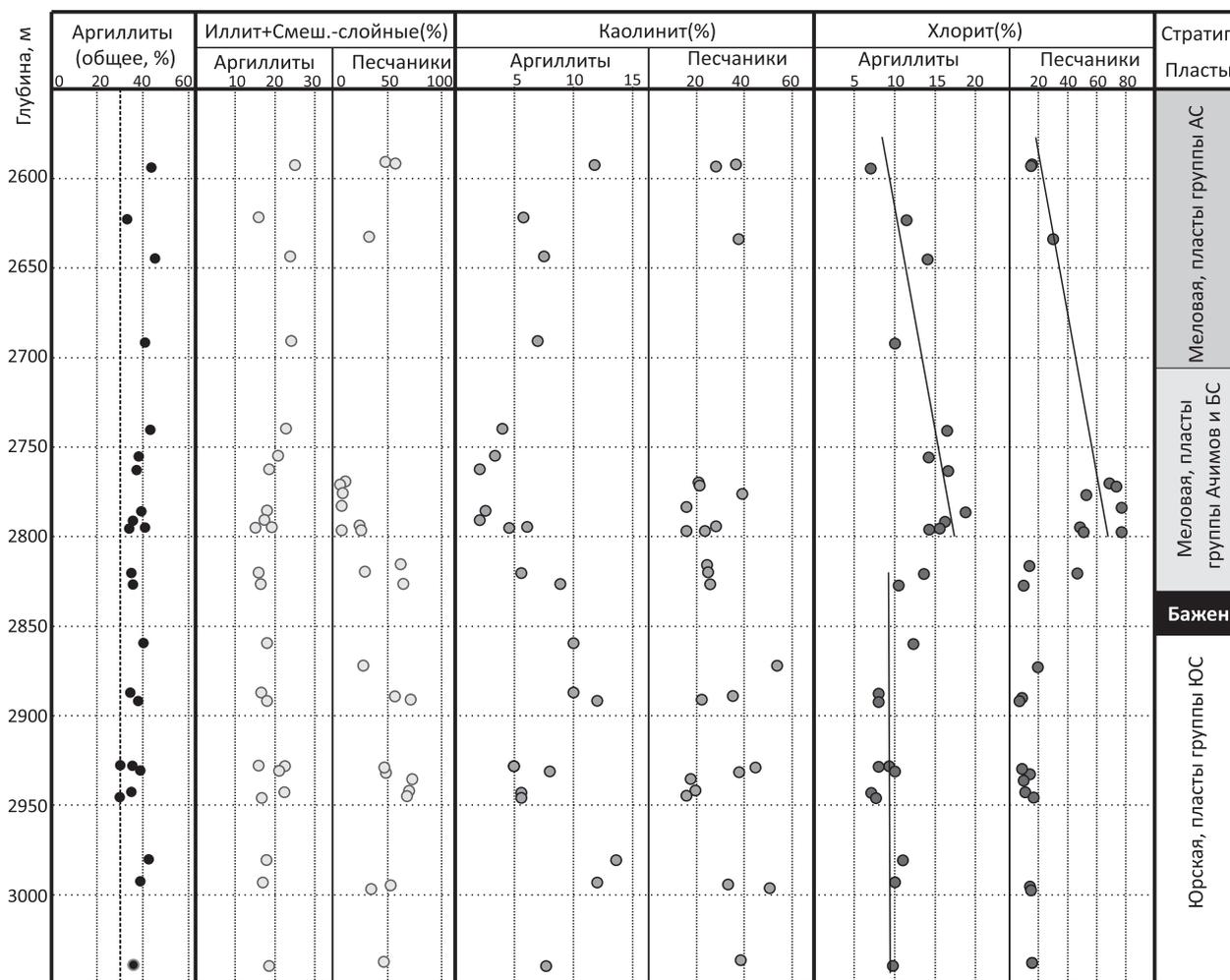


Рис. 1. Содержание глинистых минералов (общее, и раздельное для иллита и смешанно-слоистых соединений ряда смектит-иллит, каолинита и хлорита), раздельно для глинистых и обломочных горных пород

чем в меловых и его количество напрямую зависит от количества алюмосиликатных компонентов в обоих типах пород.

При этом наибольший интерес в распределении глинистой спецификации всех типов пород вызывает содержание хлорита. Хлорит является наиболее типовым минералом как для нижнемеловых псаммитовых пород, так и преобладает в алевритовых и глинистых участках разреза, при значительном преобладании над каолинитом и иллитом. Предположительно это связано с тем, что значительную роль при формировании осадочных формаций нижнего мела играли вулканические породы с высоким содержанием железисто-магнезиальных минералов, являвшиеся источниками питания обломков в процессе выветривания и денудации, и дальнейшем формировании осадочных формаций Западной Сибири. Таким образом, состав глинистой фракции помогает в обосновании минерального состава накопившихся отложений, а также характера питающих провинций, служивших для них источниками сноса терригенного материала.

Литература

Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L., Muslimova A.V., Cherdantseva D.A., Molokov P.B. Jurassic and Cretaceous clastic petroleum reservoirs of the West Siberian sedimentary basin: Mineralogy of clays and influence on poro-perm properties // J. Asian Earth Sci. 2021. V. 222. P. 104964.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Шардакова Г.Ю., Пушкарев Е.В., Симанкова А.О., Червяковский В.С.

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: shardakovagalina@mail.ru*

В аккреционной зоне между Уральским орогеном и Восточно-Европейской платформой присутствуют террейны, для комплексов и пород, из которых установлен или предполагается архейско-протерозойский возраст. В частности, тараташский и александровский полиметаморфические комплексы (блоки) сложены породами, в которых обнаружены цирконы с возрастными 2500–2800 млн лет [Синдерн и др., 2006; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015, 2017; Сомсикова и др., 2022; и др.], и для пород получена Nd-модельная датировка около 3.5 млрд лет [Ронкин и др., 2007]. Кроме того, в работе [Кузнецов и др., 2013] приведены результаты ICP–MS U–Pb датирования детритовых цирконов из песчаников айской свиты бурзянской серии в Башкирском мегантиклинории, где три зерна имеют очень древний возраст: 3060 ± 28 , 3241 ± 69 и 3625 ± 53 млн лет. Авторы считают, что “судя по стратиграфическому характеру налегания айской свиты на тараташский комплекс, именно Волго-Уральская часть Протобалтики и структуры ее позднепалеопротерозойского складчатого обрамления (в т. ч. Тараташский блок) были основными поставщиками кластики для слагающих ее песчаников”.

По геологическим данным, древний фундамент имеет также Уфалейский блок (УБ), в составе которого выделяются егустинская и слюдяногорская свиты, а в восточном секторе, сближенном с зоной Главного Уральского разлома, куртинская свита (RF₂ ?). Единственные достоверные определения возраста цирконов из метаморфических пород соответствуют 900–1100 млн лет [Нечехин и др., 2000] и отвечают границе мезо- и неопротерозоя. Верхней возрастной границей для амфиболитов слюдяногорской свиты служит возраст 579 млн лет, установленный для секущих их гранитов Никольского массива (битимский комплекс) [Шардакова, Червяковская, 2020]. При этом существуют представления, что главные этапы геотектонического развития УБ связаны с палеозойской историей [Echtler et al., 1997]. Еще более древний, палеопротерозойский возраст 1651 ± 47 млн лет установлен для цирконов из плагиоклаз-оливиновых клинопироксенитов Шигирских сопок [Краснобаев и др., 2013], залегающих среди гнейсов и амфиболитов егустинской свиты. Возраст последних на этом основании принят за PR₁ [Государственная геологическая карта..., 2021]. Соотношения клинопироксенитов с амфиболитами окружения не зафиксированы.

Чтобы протестировать вероятность существования в УБ архейско-протерозойских комплексов, нами был определен возраст детритовых цирконов, извлеченных из тяжелого концентрата, полученного при промывке делювиально-пролювиальных песчано-гравийных отложений с глубины около 1 м из субширотной долины, разделяющей Северную и Южную Шигирские сопки.

Всего было изучено 176 зерен, среди которых преобладали короткопризматические, неокатанные или слабоокатанные зерна темного, вишнево-красного цвета размером 200–500 мкм. Примерно 10% выборки составляли светло-желтые полупрозрачные призматические зерна размером 50–150 мкм. Определение U–Pb изотопного возраста цирконов проводилось с помощью квадрупольного масс-спектрометра ICP–MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI). Диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 10–11 Дж/см². Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. В качестве первичного стандарта использовался циркон GJ-1 (вторичные – 91500 и Plesovice), измеренный через 10 неизвестных. U–Pb возраст для стандартов составлял 600.5 ± 1.4 млн лет (N = 25; MSWD = 0.45; 1σ), 1065 ± 5.8 млн лет (N = 8; MSWD = 0.0008; 1σ) и 337.9 ± 1.6 млн лет (N = 8; MSWD = 0.078; 1σ) соответственно, в рамках данной сессии. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский. Дискордантность рассчитывалась по [Powerman et al., 2021].

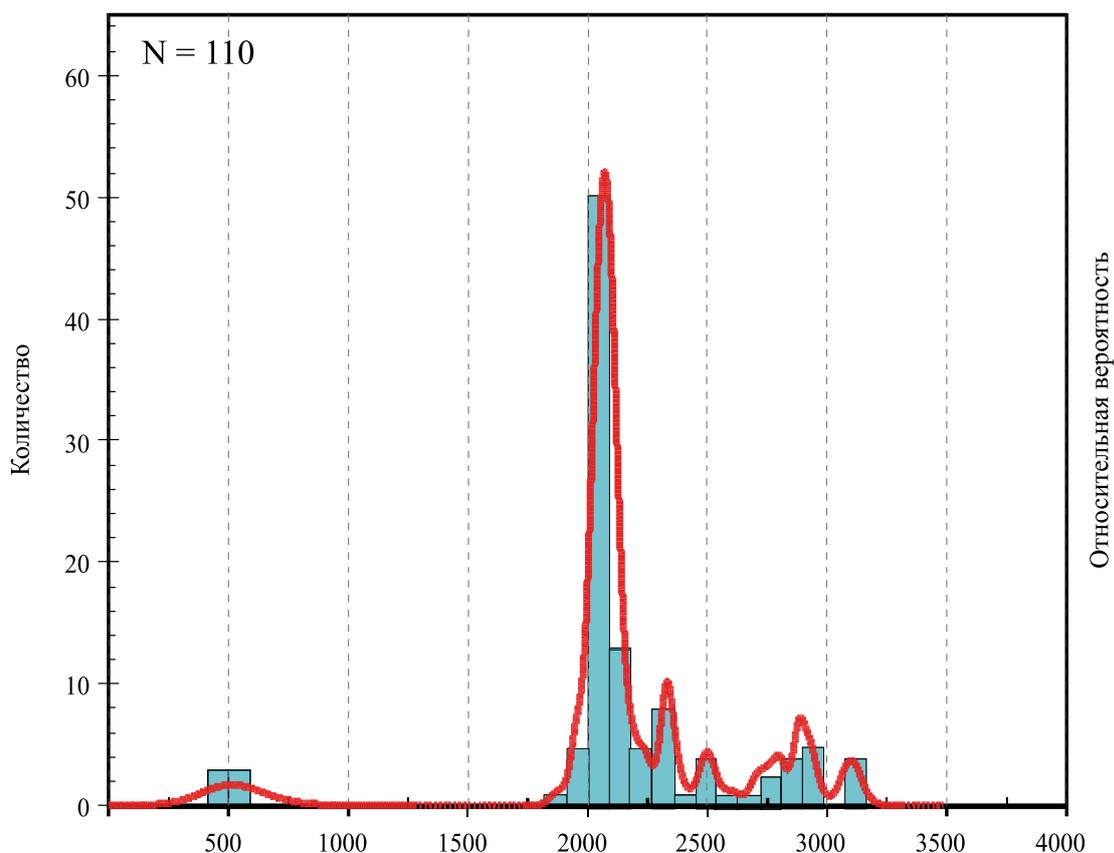


Рис. 1. Гистограмма распределения возрастов и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из четвертичных отложений обрамления Шигирских сопок. Для построения использованы конкордантные цирконы ($D < 5\%$)

Было получено 243 определения возраста цирконов. Большинство из них имеет возраст более 1 млрд лет, поэтому для них мы используем $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст. Среди них выделено 110 точек с конкордантными датировками ($D < 5\%$) и 21 – с субконкордантными ($5\% < D < 10\%$). Ярко выраженный максимум на гистограмме распределения возрастов (рис. 1) соответствует 2100 млн лет, 5 зерен имеют возраст около 2400 млн лет, а датировки **20** цирконов относятся к архею (2500–3124 млн лет). Неожиданным оказалось малое количество детритовых цирконов с возрастом 574–485 млн лет, отвечающему сильнее всего проявленному венд-кембрийскому этапу метаморфизма в УБ [Краснобаев и др., 2010; Шардакова, Червяковская, 2020; и др.]. Отметим, что датировки в интервале 1600–1700 млн лет, близкие к возрасту цирконов из шигирских клинопироксенитов, получены только по 5 точкам и, скорее всего, представляют собой возраст измененных зон в более древних цирконах.

Полученные данные о возрасте детритовых цирконов из четвертичных отложений УБ являются первым свидетельством присутствия в нем древних архейско-протерозойских образований, что позволяет проводить параллель в истории его геологического развития с тараташским и александровским метаморфическими комплексами, которые рассматриваются как фрагменты цоколя ВЕП в структурах складчатого Урала. Этот факт еще в большей степени усиливает сходство между высокоизвестковистыми ультрамафитами и тылаитами (израндитами) Александровского и Уфалейского (шигирские клинопироксениты) блоков, позволяющих рассматривать их как пример древнейших на Земле анкарамитовых комплексов.

*Аналитические процедуры осуществлялись в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург.
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 23-17-0024.*

Литература

- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. второе. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-I (Кыштым). Объяснит. записка / Н.С. Кузнецов, Б.А. Пужаков, В.Д. Шох и др.; Минприроды России; Роснедра; Челябинскнедра; ОАО “Челябинскгеосъемка”. М.: Московский филиал ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 2021. 181 с.
- Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопков (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 273–279.
- Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.М., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
- Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Геохронология и структурное положение нижнего докембрия в Уральском аккреционно-складчатом обрамлении Русской плиты // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 201–203.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В., Матуков Д.И., Крамм У., Лепихина О.П. Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415. № 5. С. 651–657.
- Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р., Шульте Б.А., Крамм У., Маслов А.В., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): P–T ограничения // Тр. ИГГ УрО РАН. 2006. Вып. 153. С. 322–330.
- Сомскова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Тевелев А.В., Астраханцев О.В. Изотопно-геохимические особенности мигматитов тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 10. С. 910–920.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27–42.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А., Хотылев А.О., Кошелева И.А. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 3–13.
- Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность // Изв. УГГУ. 2020. Т. 2. № 58. С. 48–63.
- Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Yu.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals (Russia): a reappraisal // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229–251.
- Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. A Review of Detrital Zircon Data Treatment, and Launch of a New Tool “Dezirteer” along with the Suggested Universal Workflow // Chem. Geol. 2021. V. 583. P. 120437.

ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЕНОМАНА – ТУРОНА ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

Шишлов С.Б.¹, Дубкова К.А.^{1,2}, Чеботарева В.А.^{1,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
e-mail: s.shishlov@spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург, e-mail: ksenya-dubkova@mail.ru

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail: chebyschek@gmail.com

Особенностью позднемеловой седиментации является доминировавшее накопление планктонных карбонатов. Это обычно связывают с быстрым подъемом уровня моря и похолоданием, которые привели к плотностной стратификации водной толщи, дефициту кислорода у дна, и гибели бентосной фауны [Кузнецов, 2003]. Весьма привлекательным объектом для реконструкции обстановок осадконакопления этого времени являются разрезы сеномана и турона Юго-Западного и Центрального Крыма. Они формировались на периферии гигантского морского бассейна, следы которого известны на территориях Западной Украины и Восточной Беларуси, в Поволжье, Мангыш-лакском регионе и Дагестане [Алексеев и др., 2005]. Его максимальное углубление маркируют “аксудеринские слои” – глины с повышенными содержаниями органического вещества, которые локализируются в прикровельной части сеномана, и связаны с глобальным бескислородным океаническим событием ОАЕ 2 [Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Левитан и др., 2010; Латыпова и др., 2019; Гаврилов и др., 2022].

Предпринятое исследование базируется на материалах, опубликованных ранее и собранных авторами при изучении обнажений оврага Аксу-Дере, гор Белая, Сельбухра, Мендер, Кременная и Кизил-Чигир, рек Бодрак и Биюк-Карасу [Кузьмичева, 2000; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Латыпова и др., 2019; Шишлов и др., 2020; Шишлов, Дубкова, 2021; Гаврилов и др., 2022]. Для уточнения структурно-вещественных характеристик пород выполнены описания шлифов, определения количества нерастворимого остатка, рентгенофлюоресцентный силикатный анализ и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. Слои с близким комплексом генетических признаков объединены в литологические типы, сопоставленные со стандартными микрофациями (СМФ) [Wilson, 1975; Flügel, 2010]. При их генетической интерпретации использованы работы [Irwin, 1965; Reineck, Singh, 1975; Sedimentary..., 1986] и модель карбонатного рампа [Ahr, 1973; Wright, 1986], которая предполагает деление слабо наклонной поверхности дна на три зоны: внутреннюю, расположенную выше базиса нормальных волн; среднюю – между базисами нормальных и штормовых волн; внешнюю – ниже базиса штормовых волн.

В разрезах сеноман-туронского интервала установлено пять литологических типов слоев.

1. Глины и мергели дистальной области застойного глубоководья с бескислородными придонными водами, песчанистые и алевритистые, буровато-черные, содержащие более 0.2% (до 8%) тонкодисперсного органического вещества. В карбонатно-глиняный микрит погружены редкие раковины планктонных фораминифер, полости которых заполняет органическое вещество, мелкий раковинный детрит, зерна кварца (до 30%) алевритовой, реже тонкопесчаной размерности, чешуйки слюды, сульфиды, фосфатные фрагменты рыб, спикулы кремниевых губок и радиолярии. Присутствуют единичные мелкие ихнофоссилии. Многочисленные линзовидные (толщина до 0.05 мм, длина до 0.25 мм) скопления тонкодисперсного органического вещества намечают горизонтальную слойчатость, подчеркнутую плитчатой отдельностью. Эти породы, относящиеся к СМФ 1, вероятно, накапливались ниже базиса волнений в застойных условиях дистальной области внешнего рампа. Здесь окислительно-восстановительный барьер располагался выше поверхности дна, и разложение органики происходило в анаэробных условиях. Ее значительная часть переходила в ископаемое состояние, а кислые иловые воды растворяли карбонаты, что повышало долю глины, алевритовых и тонкопесчаных частиц, биогенных кремниевых и фосфатных фрагментов.

2. Глины и мергели проксимальной области застойного глубоководья с плохо аэрируемыми придонными водами, песчанистые и алевроитистые, серые и темно-серые. В сильно глинистый карбонатный микрит погружены раковины планктонных фораминифер, полости которых часто заполняет органическое вещество, фрагменты иноцерамов и мелкий неопределимый раковинный детрит. Обломки кварца алевроитовой и песчаной размерности (0.005–0.25 мм) составляют от 5 до 10% породы. Присутствуют чешуйки слюды, зерна глауконита, сульфиды, фосфатные фрагменты рыб, радиолярии, редкие ихнофоссилии. Такие породы, относящиеся к СМФ 3, по-видимому, формировались ниже базиса волнений в обстановках проксимальной области внешнего рампа, там, где окислительно-восстановительный барьер приблизительно совпадал с поверхностью дна. Присутствующего здесь кислорода хватало для жизнедеятельности бентосных организмов и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ, сероводород и органические кислоты приводили к снижению pH иловых вод и растворению кальцита. В результате в породах фиксируются низкое содержание органического вещества, повышенная доля алевроитовых и тонкопесчаных терригенных зерен, кремниевых и фосфатных органиогенных фрагментов.

3. Известняки (вакстоуны – пакстоуны) переходной зоны между базисами нормальных и штормовых волн с изменчивой гидродинамикой и удовлетворительной аэрацией придонных вод. Слои этого типа образует линзовидно-полосчатое, часто биотурбированное чередование детрито-кальцисферово-фораминиферовых вакстоунов глинистых серых и пакстоунов светло-серых. Присутствуют раковины планктонных и бентосных фораминифер, полости которых иногда заполнены опалом или органическим веществом, кальцисферы, фрагменты иноцерамов, иглы морских ежей, мелкий неопределимый раковинный детрит, зерна кварца (1–15%) преимущественно алевроитовой (0.005–0.05 мм), реже тонкопесчаной размерности (до 0.1 мм), чешуйки слюды, глауконит, сульфиды, растительный детрит. Эти известняки СМФ 8–10, видимо, накапливались в переходной зоне среднего рампа между базисами штормовых и нормальных волнений. В условиях низкой гидродинамики оседал тонкий материал, продуцируемый планктоном и содержащийся во взвешях. Штормовые волны формировали прослой пакстоунов. При этом в придонные воды и верхний слой осадков поступал кислород. Его хватало для активной жизнедеятельности бентоса и полного разложения органического вещества. Углекислый газ и органические кислоты при перемешивании удалялись, что приводило к сохранению относительно высоких значений pH, не благоприятных для растворения карбонатов. Структурно-вещественные особенности таких осадков ближе всего к составу материала, поступавшего на дно из толщи воды. Это преимущественно микритовый планктоногенный кальцит, мелкие обломки бентоса и небольшое количество терригенных частиц.

4. Известняки (пакстоуны) динамичного мелководья с хорошей аэрацией придонных вод, детрито-кальцисферово-фораминиферовые светло-серые. Форменные элементы размером от 0.05 до 0.5 мм представлены раковинами планктонных и бентосных фораминифер, полости которых заполняют спаритовый кальцит с кристаллами доломита, глауконит, халцедон и органическое вещество, кальцисферами, фрагментами (иногда до 3 мм) иноцерамов, панцирей и игл морских ежей, алевроитовыми и песчаными (до 0.1 мм) зернами кварца, чешуйками слюды, глауконитом (1–2%). Общее содержание терригенных обломков может достигать 40%. Цемент микритовый глинисто-карбонатный поровый, участками базальный. Слабо выраженная ориентировка детрита и его скопления намечают волнистую и линзовидную слойчатость. Характерны разнонаправленные ходы илоедов и текстуры биотурбации. Такие слои можно отнести к СМФ 11. Их псаммитовая структура, волнистая и линзовидная слойчатость свидетельствуют о накоплении выше базиса нормальных волнений в динамичных условиях внутреннего рампа. Здесь пелитовая фракция удалялась, что увеличивало долю алевроитовых и псаммитовых частиц: карбонатных биогенных и кварцевых. Благодаря постоянному перемешиванию у дна и в верхнем слое осадка присутствовал кислород, который обеспечивал жизнедеятельность бентоса и разложение органики. Выделявшиеся при этом продукты удалялись, что сохраняло щелочные значения pH.

5. Песчаники прибрежного мелководья с высокой гидродинамикой, от среднезернистых у основания до мелкозернистых у кровли, аркозовые глауконитистые (от 5% внизу до 15% вверху), зеленовато-серые, с косою разнонаправленной слойчатостью. Их образуют хорошо и средне окатанные песчинки полевых шпатов (доминируют), кварца, кремней, основных эффузивов.

Присутствуют мусковит, глауконит, фрагменты раковин иноцерамов, ростры белемнитов, членики криноидей, бентосные фораминиферы и зубы акул, мелкий углефицированный детрит растений. Снизу вверх увеличивается содержание глинистой примеси и микритового карбоната. Цемент поровый и пленочный халцедоново-опаловый. Эти осадки можно считать вариацией СМФ 14. Они образуют трансгрессивный лаг, сформировавшийся при затоплении суши в начале сеноманского века. Их псаммитовая структура и косая разнонаправленная слойчатость указывают на высокую волновую гидродинамику прибрежного мелководья внутренней рампы. О нормальной солености свидетельствуют остатки морской фауны. Уменьшение размера частиц и увеличение доли алевропелитовой примеси, вероятно, является следствием увеличения глубины.

Полученные результаты позволяют присоединиться к представлениям о том, что разрезы сеномана и турона Крыма формировались в относительно мелководном морском бассейне с гумидным климатом [Алексеев, Найдин, 1970]. Его дно располагалось преимущественно выше базиса волнений на глубинах менее 100 м. Образование мергелей и глин, среди которых присутствуют разности, обогащенные органическим веществом, происходило в обстановках дальнего шельфа ниже базиса штормовых волн. Высокое содержание терригенной примеси в этих осадках, вероятно, связано с растворением карбонатных частиц продуктами разложения органического вещества, что согласуется с положениями модели “циклов растворения” [Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00197, <https://rscf.ru/project/24-27-00197/>

Литература

- Алексеев А.С. и др. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 3–29.
- Алексеев А.С., Копачевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 30–44.
- Алексеев А.С., Найдин Д.П. Упорядоченное залегание ростров белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1970. № 9. С. 47–51.
- Бадулина Н.В., Копачевич Л.Ф. Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 22–28.
- Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: МГУ, 2002. 304 с.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В. и др. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ 2 в разрезах северного Пери-Тетиса (Крым, Восточный Кавказ): структура отложений, динамика формирования // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 6. С. 408–418.
- Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- Кузьмичева Т.А. Пограничные отложения сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 70–73.
- Латыпова М.Р., Копачевич Л.Ф., Калмыков А.Г. и др. Новые данные об океаническом бескислородном событии (ОАЕ2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. 2019. № 3. С. 21–27.
- Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В. и др. Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Геохимия. 2010. № 6. С. 570–591.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А. Структурно-вещественные особенности, строение и генезис пограничного сеноман-туронского интервала разреза между речью Кача – Бодрак (Юго-Западный Крым) // Геология Крыма: Учен. зап. каф. осад. геол. 2021. Вып. 3. С. 97–110.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Аркадьев В.В. и др. Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым). СПб.: Лема, 2020. 271 с.
- Ahr W. The carbonate ramp: An alternative to the shelf // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1973. V. 23. P. 221–225.
- Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1965. V. 49. P. 445–459.
- Flügel E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 2010. P. 894.
- Reineck H.E., Singh I.B. Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975.
- Sedimentary Environments and Facies. Second Edition / Ed. H.G. Reading. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986.
- Wilson J.L. Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975.
- Wright V.P. Facies sequences on a carbonate ramp: The carboniferous limestone of South Wales // Sedimentology. 1986. V. 33. P. 221–241.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АУТИГЕННОГО КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО КАОЛИНИТА В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Эдер В.Г.¹, Скоморохова А.Д.^{1,2}, Замирайлова А.Г.³

¹Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: edervika@gmail.com

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва,
e-mail: annaskom@yandex.ru

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: zamirailovaag@ipgg.sbras.ru

В осадочном чехле Западной Сибири каолинит присутствует во всех типах пород, как морского, так и континентального генезиса [Ушатинский, Зарипов, 1978]. Аутигенный каолинит широко распространен в юрских песчаниках ЗСБ, по мнению И.Н. Ушатинского [1978], его образованию способствовала обогащенность вод SiO_2 , понижение pH среды в зонах водонефтяного контакта (окисление УВ), в западных и южных районах – поступление ювенильной углекислоты. Присутствие каолинита в поровом пространстве верхнеюрских высокоуглеродистых пород баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна (ЗСБ) упомянуто в ряде публикаций [Shaldubin et al., 2017; Оксенойд, 2018]. В то же время детальное изучение закономерностей его распространения и генезиса, ранее не проводилось. Целью настоящего исследования являлось выявление закономерностей морфологии агрегатов, распространения и генезиса аутигенного каолинита верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири. Развитие представлений о процессах катагенетической каолинитизации черносланцевых отложений на примере баженовской свиты будет полезно для понимания закономерностей изменения их вещественного состава по мере погружения и способствовать повышению корректности их разработки на углеводородное сырье.

Для достижения цели исследования в породах баженовской свиты осуществлялось изучение: 1) морфологии пустотного пространства, заполненного аутигенным каолинитом, при помощи метода поляризационной микроскопии; 2) микроструктуры агрегатов каолинита при помощи метода электронно-зондового микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра; 3) состава глинистых минералов методами рентгенодифрактометрического анализа, главным образом, ориентированных препаратов (фракции разм. <0.002 , выделенной методом отмучивания). Ранее для всех изучаемых в настоящей работе разрезов проведено описание керна, сделан комплекс геохимических анализов (РФА, пиролиз, определение форм железа и серы методами химического анализа), восстановлен вещественный состав пород всех изученных разрезов, включая содержание $S_{\text{орг}}$, серы сульфидной [Эдер и др., 2022], R°_{vt} [Эдер и др., 2021]. В рамках настоящей работы изучены породы трех групп разрезов баженовской свиты, где: 1 – произошла значительная нефтегенерация и в ее пределах имеются нефтенасыщенные интервалы (Западно-Квензерская, Салымская площадей (пл.)); 2 – процессы существенного преобразования ОВ только начинаются (Чупальская, Южно-Ягунская, Дружная, Горстовая пл); 3 – вышеупомянутые процессы пока не происходят (Южно-Майская, Пельгинская пл.).

По результатам, полученным в настоящем исследовании, которые подтверждаются опубликованными ранее данными [Калмыков, Балущкина, 2016; Оксенойд, 2018] в баженовской свите в составе глинистой фракции преобладает гидрослюда типа 2M1, смешанослойные минералы иллит-сметтит. Содержание каолинита в породах по данным рентгенофазового анализа в большинстве случаев составляет первые проценты. Предполагается, что в изучаемых отложениях центрального и юго-восточного районов ЗСБ на настоящий момент седиментогенный каолинит практически отсутствует или его содержание составляет первые проценты. Таким образом, первичные глинистые минералы уже претерпели в этом случае существенные изменения, а состав глинистой фракции соответствует стадии среднего катагенеза [Логвиненко, Орлова, 1987]. Выявлены следующие типы каолинита баженовской свиты: 1) каолинит (К1) едва различимый среди

основной массы, находящийся в редких микропустотах, судя по форме и отсутствию окаймления не имеющих отношения к остаткам радиолярий, с неясной формой, часто “колломорфной” микроструктурой при отсутствии упорядоченности микрокристаллов и пространства между ними. Встречен в разрезах Южно-Майской и Пельгинской пл., в породах с R_{vt}° около 0.6; 2) каолинит (K2), характеризуемый вермикулярной микроструктурой, с хорошей степенью упорядоченности микрокристаллов, заполняющий поровое пространство на месте растворения остатков радиолярий, встречается в баженовской свите: а) в единичных порах, в разрезах без существенных нефтепроявлений (Дружная, Южно-Ягунская, Горстовая пл.); б) в значительном количестве распространен: 1) в зоне водонефтяного контакта (Западно-Квензерская пл.); 2) в единичных слоях пород некоторых разрезов центрального района (Чупальская пл.), в породах с $R_{vt}^{\circ} > 0.7$; 3) каолинит (K3) с микроструктурой типа “карточный домик” встречается в заметном количестве в разрезах баженовской свиты, испытавших дополнительный прогрев и интенсивную генерацию ОВ, широко распространен в пределах нефтенасыщенного интервала изученного разреза Западно-Квензерской пл. на юго-востоке ЗСБ ($R_{vt}^{\circ} > 0.78$). В существенно меньшем количестве присутствует также в пределах нефтенасыщенного интервала баженовской свиты Салымской пл. центрального района ЗСБ ($R_{vt}^{\circ} > 1.05$). Относительно часто каолинит этого типа присутствует в пустотах совместно с ОВ, также в ряде случаев находится в ассоциации с пиритом, баритом, реже кальцитом или доломитом.

Предполагается, что в баженовской свите на стадии раннего катагенеза в единичных мелких пустотах происходило отложение аутигенного каолинита (K1) из пластовых флюидов (Южно-Майская, Пельгинская пл.). Вероятно, этот тип каолинита был образован до процессов преобразования ОВ, так как он занимает редкие поры, часто не связанные с остатками радиолярий (которые позднее подверглись в некоторых слоях массовому выщелачиванию), не имеет ассоциации с ОВ. Кроме того, он характеризуется отсутствием четких граней микрокристаллов и их упорядоченности. Предполагается, что каолинит (K1), с низким совершенством микроструктуры, наблюдаемый в единичных микропустотах, характеризуется отсутствием четкой формы и упорядоченности кристаллов ввиду затрудненности циркуляции растворов в плохопроницаемых породах баженовской свиты.

Известно, что при $T > 70^{\circ}\text{C}$ с началом генерации УВ начинают продуцироваться CO_2 , H_2S , выделяется большое количество органических кислот, что служит причиной частичного растворения полевых шпатов и седиментогенных карбонатов [Холодов, 1983]. Выявлено, что максимальный пик насыщения пластовых флюидов CO_2 наблюдается при температурах около 100°C [Platt, 1993]. Предполагается, что в баженовской свите при указанных выше температурах начались процессы выщелачивания карбонатизированных или окремненных (в диагенезе) остатков радиолярий, а также продолжалось растворение полевых шпатов. В результате возникла нестандартная ситуация для тонкозернистых пород – образование достаточно крупных пор на стадии среднего катагенеза по [Логвиненко, Орлова, 1987]. В этот период по ним циркулировали флюиды и отложение аутигенного каолинита развивалось подобно процессам каолинитизации порового пространства песчаников [Marfil et al., 2003], в результате чего образовывался каолинит с вермикулярной микроструктурой (K2). По данным И.Н. Ушатинского [1978], наиболее совершенным по строению и морфологии является позднекатагенетический каолинит продуктивных отложений в порах песчаников вблизи водонефтяного контакта. В то же время отмечается, что степень совершенства структуры и морфологии каолинита в нефтенасыщенных песчаниках в целом ниже, чем в водоносных, что связывается с тормозящим аутигенез влиянием углеводородов [Ушатинский, 1978]. В изученном разрезе Западно-Квензерской пл. наблюдается сходная картина. Широко распространенный каолинит (K3) в порах нефтенасыщенного интервала характеризуется неясной формой и низкой степенью упорядоченности кристаллов (микроструктура “карточный домик”), частой ассоциацией с ОВ. Ни в одном из исследуемых разрезов юго-восточного и центрального районов не наблюдается такой масштабной каолинитизации порового пространства (распространенной в нефтенасыщенном интервале и зоне водонефтяного контакта общей мощностью около 12 м), образованного внутри остатков радиолярий, как в изученном разрезе Западно-Квензерской пл. При этом в зоне водонефтяного контакта каолинит имеет вермикулярную микроструктуру.

По результатам настоящего исследования сделаны следующие выводы.

1. Впервые в баженовской свите обнаружено и описано три типа каолинита, характеризующихся разными микроструктурами: 1) “колломорфная”/переходная (К1); 2) вермикулярная (К2); 3) типа “карточный домик” (К3). Первый тип в большинстве случаев не приурочен к остаткам радиолярий, встречается в единичном виде, второй и третий типы занимают, главным образом, пустотное пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий, в некоторых случаях имеют широкое распространение.

2. Предполагается, что: 1) первый тип каолинита (К1), образовался на стадии раннего катагенеза, в единичных порах, в условиях низкой проницаемости вмещающих пород; 2) второй тип каолинита (К2) образован а) в конце раннего катагенеза, вблизи интервалов, в которых происходят существенные преобразования ОВ, но еще не наступила значительная нефтегенерация; б) в среднем катагенезе в зоне водонефтяного контакта, при интенсификации генерации УВ ($T > 70\text{--}100^\circ\text{C}$); 3) третий тип каолинита (К3) образован в конце среднего катагенеза при значительном преобразовании ОВ ($T > 100\text{--}140^\circ\text{C}$) в породах изученного разреза юго-восточного района ЗСБ (Западно-Квензерская пл.). В меньшей степени он отлагался в пустотном пространстве нефтепродуктивного интервала баженовской свиты центрального района (Салымская пл.), где была распространена катагенетическая (частичная) доломитизация пород. Столь разное проявление вторичных преобразований пород объясняется разным вещественным составом пород разрезов, обусловленных фаціальными особенностями (главным образом, особенностями распространения карбонатной флоры (кокколитофориды) и фауны (двустворки, аммониты), а также степенью удаленности от береговой линии).

3. Сделано предположение, что широкое распространение каолинита, характеризующего микроструктурой типа “карточный домик” (К3), в большинстве случаев в ассоциации с ОВ, наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты и для уточнения их границ.

Литература

- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 247 с.
- Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
- Оксенойд Е.Е. Характеристика минерально-вещественного состава пород баженовского горизонта в центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Нефти и газ. 2018. № 3. С. 20–28.
- Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Свердловск: Средне-Уральское изд-во, 1978. 208 с.
- Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в эллизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 150 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 372).
- Эдер В.Г., Балушкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства катагенетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 58–70.
- Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Дзюба О.С., Замирайлова А.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74.
- Marfil R., Delgado F., Rossi C., La Iglesia F., Ramseyer K. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt) // Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 2003. No. 34. P. 319–342.
- Platt J.D. Controls on clay mineral distribution and chemistry in the early Permian Rotliegend of Germany // Clay Minerals. 1993. V. 28. P. 393–416.
- Shaldybin M.V., Lopushnyak Y.M., Goncharov I.V., Wilson M.J., Wilson L., Mendis B.G. The mineralogy of the clayey-silty siliceous rocks in the Bazhenov Shale Formation (Upper Jurassic) in the west Siberian Basin, Russia: The role of diagenesis and possible implications for their exploitation as an unconventional hydrocarbon reservoir // Appl. Clay Sci. 2017. V. 136. P. 75–89.

ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Юдович Я.Э.

E-mail: EYuYa@Yandex.ru

Вводные замечания

Зимой–весной 2009 г. мною для сотрудников Сыктывкарского Института геологии Коми НЦ УрО РАН был прочитан курс, состоящий из 9 лекций, в котором были всесторонне рассмотрены геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах.

В этих лекциях с разной степенью детальности были рассмотрены вопросы: (1) Вулканизм и литогенез; (2) Вулканогенные геохимические горизонты; (3) Вулканизм и осадочный рудогенез; общие вопросы; (4) Вулканогенно-осадочные руды; некоторые примеры; (5) Минеральные индикаторы вулканизма; (6) Литохимическая диагностика туффоидов; (7) Литохимия туффоидов и эффузивов в древних толщах; (8) Индикаторные элементы-примеси вулканогенных продуктов; (9) Изотопные метки вулканизма.

Лекции были основаны на большом количестве использованного фактического материала (более 550 книг и статей), широтой обобщений и оригинальностью ряда выдвигаемых в ней концепций. Через год (2010) этот курс был опубликован в виде одноименной монографии (с участием Марины Петровны Кетрис), изданной УрО РАН в Екатеринбурге [Юдович, Кетрис, 2010].

К сожалению, УрО РАН в свое время не сделало файла этой книги. Воспользовавшись этим, в 2015 г. пиратское издательство *Директ Медиа* тайно от авторов изготовило и продавало копию книги, назвав эту незаконную копию “*Второе издание, стереотипное*” [Геохимические и минералогические индикаторы..., 2015]. Понятно, что пираты могли насажать в тексте ошибок, за которые авторы никакой ответственности не несут.

Значение вулканизма в осадочном процессе

Вулканизм является самым древним и во многих отношениях – самым важным геологическим процессом. Именно базальтовый вулканизм более 4 млрд лет назад создал первоначальную поверхностную твердую оболочку планеты Земля – земную кору. И лишь позднее, когда тот же вулканизм (за счет выделения из лавы летучих продуктов) породил первоначальные гидросферу (океан) и атмосферу, на Земле стали действовать экзогенные факторы породообразования – начался литогенез, т. е. формирование осадочных горных пород.

По мере геологической эволюции Земли количество осадков в земной коре нарастало, и они сформировали новую оболочку коры – *стратисферу*¹. Однако с появлением стратисферы вулканизм отнюдь не прекратился – он продолжался, периодически усиливаясь и ослабляясь. Но теперь вулканогенные продукты (лава, тефра, эксгаляции, гидротермы) в разных пропорциях сочетались и смешивались с продуктами литогенеза.

Так на Земле, наряду с нормальным литогенезом появился смешанный тип литогенеза – *вулканогенно-осадочный*. Соответственно, появились и сильно дифференцированные продукты такого литогенеза, имеющие экономическое значение – *руды*, которые также могут аттестоваться как вулканогенно-осадочные.

Согласно определению Г.Ф. Крашенинникова, “*вулканогенно-осадочными являются породы, состав которых полностью или частично определен материалом, поступившим на поверхность Земли во время вулканических извержений, одновременных с осадконакоплением, и в той или иной*

¹Заметим, что термин “стратисфера” существует только в русской геологии. В западной геологии его нет, и редакторы научных журналов, куда мы хотели бы послать статью, его просто не понимают и в недоумении принимают за “стратосферу”. Полным эквивалентом термина “стратисфера” в англоязычной литературе является термин “sedimentary shell”.

степени переработанным экзогенными процессами, в частности осадочной дифференциацией вещества, как механической, так и химической” [Крашенинников, 1981, с. 33].

Теперь мы знаем, что это определение должно быть уточнено, поскольку поствулканические эксгальтационно-гидротермальные процессы могут продолжаться спустя очень длительное время после эффузий (т. е. собственно вулканизма). В результате вулканический процесс оказывается не вполне синхронным с седиментацией и может захватывать стадию диагенеза осадков. Именно так в основном образуются замечательные смешанные (вулканитовые + осадочные) породы – *нипериты*; чаще всего они формируются в стадии диагенеза влагонасыщенного осадка [Skilling et al., 2002].

Еще большее усложнение в определении “вулканогенно-осадочный” вносит эксплозивный процесс, порождающий интрузивные пирокластиты – так называемые *туффизиты* [Рыбальченко и др., 1997; Лукьянова и др., 2000; Чайковский, 2001; Голубева, Махлаев, 2005], а в более общем определении петербургских литологов – *породы-флюидолиты* [Колокольников, 1999а, б; Беленицкая, 2004, 2008; Панова и др., 2004; Казак и др., 2007]. Такой процесс может накладываться на давно литифицированные толщи, где осадочные породы находятся на стадии катагенеза. “Осадочным” для таких флюидолитов является только то, что породившие их глубинные флюиды достигают и зоны гипергенеза, где секущие тела флюидолитов становятся стратиформными и приобретают облик обычных пластообразных осадочных пород [Рыбальченко и др., 1997; Лукьянова и др., 2000; Чайковский, 2001; Голубева, Махлаев, 2005].

Известно, что Н.М. Страхов [1963] выделял три типа вулканогенно-осадочных формаций: (а) собственно эффузивную, представленную лавами и туфами, без сколько-нибудь заметной примеси в них терригенного материала; (б) эффузивно-терригенную, в которой кроме лав и туфов заметна доля песчаных и глинистых пород, с тем или иным участием в их составе пирокластики; (в) эффузивно-кремнистую, в которой наряду с лавами и туфами большое участие принимают гидротермальные силициты – яшмы и кремнистые сланцы.

Если диагностика первого типа без труда выполняется с помощью традиционных методов (достаточно определить данную породу как вулканит), то диагностика двух других типов – задача далеко не тривиальная, а во многих случаях – крайне сложная. Достаточно напомнить о многолетних ожесточенных спорах геологов в отношении природы кремнистых пород (если в кремнистых толщах нет никаких эффузивов); генезиса некоторых металлоносных черных сланцев и даже фосфоритов; давно дискутируется проблема генезиса гигантских месторождений железа и марганца, и в особенности – генезиса гигантских стратиформных месторождений сульфидных руд в карбонатных и черносланцевых толщах без явных признаков синхронного вулканизма.

Кроме того, вулканизм в огромной степени (гораздо большей, чем это казалось раньше) влияет на осадочное рудообразование. Вулканогенную (эксгальтационную и гидротермальную) природу имеют многие гигантские стратиформные месторождения железа, марганца, золота, платиноидов, цветных металлов, бора, фтора, вероятно также урана, германия и рения [Попов, 1979, 1991].

В частности, вулканизмом порожден важнейший генотип *геохимических горизонтов стратисферы* [Юдович, 2008], с которым связаны промышленные эпигенетические месторождения цветных и редких металлов.

Однако помимо явного проявления вулканизма в литогенезе, с формированием мощных толщ эффузивов и туфов, вулканизм оказывает многообразное скрытое влияние на осадочное породо- и рудообразование, которое часто вовсе не очевидно. Для распознавания такого влияния решающими оказываются геохимические методы диагностики, основанные на содержаниях и соотношениях породообразующих и малых элементов, а также на изотопных отношениях.

Всем этим методам и был посвящен наш курс-2010 [Юдович, Кетрис, 2010]. При составлении его мы сочли необходимым частично повторить (в сокращенном и упрощенном виде; см. Лекции 6 и 7) некоторые материалы из ранее опубликованных нами книг по литохимии [Юдович, Кетрис, 2000] и геохимии черных сланцев – как общей [Юдович, Кетрис, 1988], так региональной – по Северу Урала [Юдович и др., 1998б] и Пай-Хою [Юдович и др., 1998а]. Кроме того, в интересах читателя здесь в сокращенной форме были приведены материалы из предыдущего курса [Юдович, Кетрис, 2008], посвященные *минеральным индикаторам* пирокластики, гидротерм и эксгальций (Лекция 5).

Как нами уже отмечалось [Юдович, Кетрис, 2008], собственно геохимические критерии диагностики не всегда можно четко отделить от критериев минералогических – существует поле перекрытия тех и других, образованное *изотопными методами*, которые с равным правом можно относить и к геохимии, и к минералогии.

Литература

- Беленицкая Г.А. Литогенез. Планета Земля / Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. Ред. Л.И. Красный и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 525–529.
- Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отеч. Геология. 2008. № 3. С. 29–49.
- Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. 2-е изд., стер. М.-Берлин: Директ-Медиа, 2015. 724 с.
- Голубева И.И., Махлаев Л.В. Конгломераты и магматогенные псевдоконгломераты. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 179 с.
- Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачёва Е.В., Якобсон К.Э. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 36 с.
- Колокольцев В.Г. Блочные метасоматиты в осадочных толщах и их диагностика. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999а. 96 с.
- Колокольцев В.Г. Флюидогурбитные структуры в осадочных толщах как показатели динамики и симметрии тепломассопотока // Модели вулканогенно-осадочных рудообразующих систем / Тез. докл. Междунар. конф. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999б. С. 30–31.
- Крашенинников Г.Ф. Основные литологические и генетические понятия и термины в вулканогенно-осадочном литогенезе // Вулканогенно-осадочный лито- и рудогенез. Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. С. 33–41.
- Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др. Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей // Регион. геология и металлогения. 2000. № 12. С. 134–157.
- Панова Е.Г., Казак А.П., Якобсон К.Э. Минералогические особенности девонских терригенных пород северо-запада Русской платформы в связи с проблемой их алмазности // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 2004. Ч. 133. Вып. 3. С. 12–24.
- Попов В.Е. Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.
- Попов В.Е. Генезис вулканогенно-осадочных месторождений и их прогнозная оценка. Л.: Недра, 1991. 287 с.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90–93.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
- Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Перм. ун-т, 2001. 324 с.
- Юдович Я.Э. Геохимические горизонты стратисферы // Уральск. геол. ж. 2008. № 3(63). С. 32–49.
- Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черносланцевых формаций Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998а. 366 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Шишкин М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лемвинской зоны Севера Урала. Сыктывкар: Пролог, 1998б. 340 с.
- Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: A review of magma–sediment mingling // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2002. V. 114. P. 1–17.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИКАИТА В КАРСКОМ МОРЕ

Логвина Е.А.¹, Крылов А.А.^{1,2}, Гусев Е.А.¹, Зыков Е.А.¹, Семенов П.Б.¹,
Урванцев Д.М.¹, Яржембовский Я.Д.¹

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, e-mail: e.logvina@vniio.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург

Физико-химические и природно-климатические условия отражаются на кристаллохимических характеристиках аутигенных минералов. Среди аутигенных карбонатов наиболее чувствительными к таким изменениям являются их нестабильные разности. В частности, икаит или шестиводный карбонат кальция, при атмосферном давлении и температуре, превышающей 7°C диссоциирующий на кальцит и воду [Rogov et al., 2021, 2023]. Икаиты обнаружены в осадках многих морей Северного Ледовитого океана [Schubert et al., 1997; Крылов и др., 2005; Гептнер и др., 2014; Logvina et al., 2018; Vasileva et al., 2022]. В акватории Карского моря больше всего находок икаита [Леин и др., 1994; Гусев и др., 2001; Kodina et al., 2001, 2002, 2003; Galimov et al., 2006; Логвина и др., 2023].

Комплексно исследованы икаиты, отобранные из отложений трех грунтовых станций в ходе рейса НИС “Фритъоф Нансен” в 2015 г. Проведены статистический анализ и численное моделирование источников кислорода воды икаитов, гидрогеохимическое моделирование вероятностей формирования карбонатных минералов в осадках. Полученные результаты проанализированы с данными изотопно-геохимического состава вод многолетнемерзлых пород.

Оценка вероятности формирования аутигенных минералов проводилась на основании расчета коэффициентов насыщения поровых вод для минералов ангидрита, гипса, арагонита, кальцита и доломита. Результаты гидрохимического моделирования глубоководных станций показали, что в современных обстановках Карского моря существуют благоприятные условия для формирования доломита и кальцита.

Установлено что соотношение морского и пресного компонента в образцах станций 170Т и 76Т, расположенных на глубинах 38–50 м, составило: 87.1:12.9 и 88.6:11.4 соответственно. В образцах икаитов, отобранных ближе к берегу (ст. 169Т), доли морской и речной воды 77.6:22.4 и 73.8:26.2 соответственно. С ростом поддонной глубины доля морской воды уменьшается, а пресной возрастает.

Исследованные икаит-содержащие станции расположены на Притаймырском шельфе недалеко от п. Диксон, и близ острова Свердруп, где широко развиты пластовые льды (ПЛ) и полигонально-ножилые льды (ПЖЛ) голоценового возраста. Изотопный состав кислорода ПЖЛ береговой зоны п. Диксон изменяется в пределах от –21.7...–19.5‰ в верхнем ярусе (<10 тыс. лет назад) до –24.3...–26.8‰ в нижнем [Стрелецкая и др., 2012]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в ПЖЛ (<10 тыс. лет назад) о. Свердруп составляют –19.9‰. Современные ледяные ростки жил в районе п. Диксон имеют более тяжелый изотопный состав кислорода –17.1...–16.2‰ [Streletskaya et al., 2011]. Геохимические показатели воды ПЖЛ возрастают с глубиной от 63.5 до 360.5 мг/л. В современных отложениях ПЖЛ среди анионов преобладает Cl^- , среди катионов Na^+ . В более древних – преобладают HCO_3^- и Ca^{2+} [Стрелецкая и др., 2012].

Мощность ПЛ достигает 40–50 м, поперечник – нескольких сотен метров и более. Максимальное число ПЛ приурочено к глубинам до 30–50 м от поверхности, но встречаются и на глубинах 100–400 м [Данилов и др., 2001]. Вмещающие их отложения представлены песками и алевролитами, которые ниже переходят в суглинки и глины. Тонкодисперсные глины плохо сортированы, содержат включения крупнообломочного материала “диамиктон” и остатки микрофауны фораминифер, морских остракод, раковины морских моллюсков. Породам свойственны комплекс аутигенных минералов и конкреций, характерный для морских обстановок седиментации, карбонаты кальция, марганца, железа, сульфиды и фосфаты железа, а также морской тип засоления: среди анионов преобладают Cl^- и SO_4^{2-} , среди катионов Na^+ и K^+ , среднее количество легкорастворимых солей 1–2% и 0.5–1.0% рассеянного ОВ [Ершов и др., 1996].

В частности, в одной из станций икаиты были обнаружены в уплотненных глинах, подстилающими породами которых являлись разжиженные алевропелиты и пелиты [Гусев и др., 2001]. Было сделано предположение, что это зоны оттайки СММП. По данным бурения на притаймырском мелководье, а также имеющимся сейсмоакустическим данным [Gusev et al., 2021] мерзлые породы фиксируются на побережье, а на шельфе при удалении от береговой линии резко сокращаются в мощности, а местами и вовсе исчезают. По другим данным, монолитный лед и очень льдистые породы мощностью 20–25 м в донных отложениях акватории Карского моря установлены бурением. Они распространены до изобат 100–115 м и залегают от поверхности дна (на глубине в десятки сантиметров) до 80 м и более. Предполагается синхронное накопление морских осадков и образование залежей пресного льда в них с последующим фаціальным переходом подземного льда в латеральном направлении во вмещающие глины и суглинки с морской фауной [Данилов и др., 2001].

Исследуемый икаиты были обнаружены на тех же поддонных глубинах, где на сейсмоакустических профилях зачастую фиксируется граница потери корреляции и осветления сейсмической записи, секущая все слоистые структуры [Гусев и др., 2001]. Она интерпретируется как поверхность газонасыщенного горизонта или СММП. Акустические аномалии, характерные для СММП, часто встречаются на шельфе Карского моря и очень похожи на аномалии, связанные с присутствием свободного газа в осадках. Разделить генетические типы акустических отражений без проведения газогеохимической съемки затруднительно. Предполагается, что многочисленные скопления залежей подземных ПЛ с крупными ПЖЛ, широко развитые в низовьях Енисея, являются частью СММП и имеют аналогичные геохимические и изотопные параметры.

На основании приведенных характеристик предполагается, что источником пресной воды, поступающей из нижележащих отложений, могли быть талые воды ПЖЛ нижнего яруса с достаточно легким изотопным составом кислорода до -26.8% и повышенным содержанием HCO_3^- и Ca^{2+} .

В последнее время активно обсуждаются вопросы об источнике кальция, необходимого для формирования аутигенных карбонатов в отложениях Арктических морей. По нашему мнению, ПЖЛ нижнего яруса, обогащенные катионом кальция, могут быть таким источником, при этом косвенно подтверждающие участие талых вод СММП в формировании икаитов. Не исключено, что икаиты высоких широт могут свидетельствовать о процессах деградации СММП в настоящем.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант № 23-27-00457 (<https://rscf.ru/project/23-27-00457/>).

Литература

- Гептнер А.Р., Ветошкина О.С., Петрова В.В. Новые данные о составе стабильных изотопов глендонитов Белого моря и их генезис // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 6. С. 506–524.
- Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С., Усов А.Н. Четвертичные отложения центральной части Карского моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике (под ред. А.П. Лисицына, М.Е. Виноградова, Е.А. Романкевича). М.: Научный мир, 2001. С. 553–558.
- Данилов И.Д., Коновалов А.А., Власенко А.Ю. Моделирование воздействий трансгрессивно-регрессивных циклов развития Арктического шельфа на формирование залежей газовых гидратов и льдов // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 2001. № 5. С. 47–54.
- Ершов Э.Д., Жесткова Т.Н., Кучуков Э.З., Малиновский Д.В., Чувиллин Е.М., Комаров И.А., Чеверев В.Г., Акимов Ю.П., Мотенко Р.Г., Кондаков В.В., Рогов В.В., Мурашко А.А., Кривоногова Н.Ф., Барковская Е.Н., Шестернев Д.М., Роман Л.Т., Данилов И.Д., Кондакова О.А., Кулешов Ю.В., Дубиков Г.И., Брушков А.В. Основы геокриологии. Ч. 2. Литогенетическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 1996. 399 с.
- Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Прасолов Э.М., Сапега В.Ф., Демидова А.Л., Радченко М.С. Икаит ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Зап. РМО. 2005. № 4. С. 61–75.
- Лейн А.Ю., Миллер Ю.М., Намсараев Б.Б., Павлова Г.А., Пименов Н.В., Русанов И.И., Савичев А.С., Иванов М.В. Биогеохимические процессы цикла серы на ранних стадиях диагенеза осадков на профиле река Енисей – Карское море // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 681–692.
- Логвина Е.А., Крылов А.А., Гусев Е.А., Зыков Е.А., Урванцев Д.М., Семенов П.Б., Яржембовский Я.Д., Мальшев С.А. Икаит в отложениях Карского моря: находки в рейсе НИС “Фриггоф Хансен” // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. № 10. С. 181–191. <https://doi.org/10.24412/2687-1092-2023-10-181-191>

- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 2012. № 72. С. 28–59.
- Galimov E.M., Kodina L.A., Stepanets O.V., Korobeinik G.S. Biogeochemistry of the Russian Arctic. Kara Sea: Research results under the SIRRO project, 1995–2003 // *Geochem. Int.* 2006. V. 44. P. 1053–1104. <https://doi.org/10.1134/S0016702906110012>
- Gusev E.A., Gladyshev V.A., Zykov E.A., Artemieva D.E., Urvantsev D.M., Gorbunov D.A. Problems and Prospects of Seismoacoustic Profiling for Bottom Sediments Stratigraphy Studies, Sedimentary Cover Rocks and Submarine Permafrost Investigations on The Arctic Shelf // *Engineering and Mining Geophysics / Conference Proceedings*. 2021. P. 1–7. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152120>
- Kodina L.A., Tokarev V.G., Viasova L.N., Pribylova T.N. Carbonate minerals ikaite and glendonite and carbonate nodules in Holocene Kara Sea sediments: Geochemical and isotopic evidences / In: R. Stein, O. Stepanets (eds): The German-Russian project on Siberian River Run-off (SIRRO), scientific cruise report of the Kara Sea expedition “SIRRO 2000” of RV “Akademik Boris Petrov” and first results. 2001. *Ber Polarforschung* 393.
- Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Bychkov A.M., Mardanzhan I.Yu. New findings of ikaite in the Kara Sea during RW “Akademik Boris Petrov” Cruise 36, September 2001 / Scientific cruise report of the Kara-Sea Expedition 2001 of RV Akademik Boris Petrov: The German-Russian Project on Siberian River Run-off (SIRRO) and the EU Project ESTABLISH. Ed. R. Stein, O.V. Stepanets. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung = Reports on Polar and Marine Research*; 2002. V. 419. P. 1–278. https://doi.org/10.2312/BzPM_0419_2002
- Kodina L.A., Tokarev V.G., Vlasova L.N., Korobeinik G.S. Contribution of biogenic methane to ikaite formation in the Kara Sea: Evidence from the stable carbon isotope geochemistry // Siberian river run-off in the Kara Sea. (Eds R. Stein, K. Fahl, D.K. Fuetterer, E.M. Galimov) / *Proc. Marine Sci. Amsterdam: Elsevier*, 2003. V. 6. P. 349–374. [https://doi.org/10.1016/S1568-2692\(03\)80045-1](https://doi.org/10.1016/S1568-2692(03)80045-1)
- Logvina E., Krylov A., Taldenkova E., Blinova V., Sapega V., Novikhin A., Kassens H., Bauch H.A. Mechanisms of Late Pleistocene authigenic Fe–Mn-carbonate formation at the Laptev Sea continental slope (Siberian Arctic) // *Arktos*. 2018. V. 4. P. 1–13. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0036-0>
- Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Glendonites throughout the Phanerozoic // *Earth Sci. Rev.* 2023. V. 241. No. 104430. P. 1–32. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104430>
- Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., and Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // *Earth Syst. Sci. Data*. 2021. V. 13. P. 343–356. <https://doi.org/10.5194/essd-13-343-2021>
- Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriewis M. ¹³C isotope depletion in ikaite crystal: Evidence for methane release from the Siberian shelves? // *Geo-Marine Lett.* 1997. V. 17. P. 169–174. <https://doi.org/10.1007/s003670050023>
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Meyer H. Isotopic composition of syngenetic ice wedges and paleoclimatic reconstructions, Western Taymyr, Russian Arctic // *Permafrost and Periglacial Proc.* 2011. V. 22. No. 1. P. 101–106. <https://doi.org/10.1002/ppp.707>
- Vasileva K., Zaretskaya N., Ershova V., Rogov M., Stockli L.D., Stockli D., Khaitov V., Maximov F., Chernyshova I., Soloshenko N., Frishman N., Panikorovsky T., Vereshchagin O. New model for seasonal ikaite precipitation: Evidence from White Sea glendonites // *Marine Geol.* 2022. V. 449. No. 106820. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106820>

АРТЕФАКТЫ ПРИ U-Pb SIMS И LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИИ ВЫСОКОУРАНОВОГО ЦИРКОНА

Ронкин Ю.Л., Петров Г.А.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН,
г. Екатеринбург, e-mail: ronkin@igg.uran.ru

U-Pb метод изотопной геологии, основанный на явлении радиоактивного распада изотопов $U^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$, $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$, с периодами полураспада 0.70381 ± 0.00048 и 4.4683 ± 0.0024 млрд лет соответственно [Jaffey et al., 1971], является первым геохронометром, реализованным для уран-содержащих минералов [Boltwood, 1907]. По мере совершенствования аналитической базы этого метода и приемов интерпретации результатов, появилась возможность изучения U-Pb систем минералов с более низкими содержаниями U и Th, в частности циркона [Keevil, 1939; Tilton et al., 1955], абсолютного рекордсмена по количеству выполненных по нему определений U-Pb возраста в сравнении с менее популярными: бадделейтом, монацитом, ортитом, ксенотимом, оксидами U (уранинитом, настураном) и некоторыми другими, что обусловлено как распространенностью циркона в геологических объектах, так и устойчивостью U-Pb изотопной системы этого минерала к гипергенным воздействиям. Сочетание этих свойств, позволяет считать циркон практически идеальным минералом для U-Pb датирования. Иными словами, “радиогенная система распада уран-свинец циркона подобна божьему дару геохронологам” [Reimink et al., 2016], являясь своеобразной “капсулой времени” [Stern, 2006].

В настоящее время U-Pb датирование циркона осуществляется преимущественно тремя способами. Исторически первым и наиболее развитым является классический U-Pb метод, использующий изотопное разбавление (ID – Isotope Dilution, с трассером, имеющим искусственно обогащенный относительно природного изотопный состав Pb и U), с последующим масс-спектрометрическим анализом соответствующих смесей трассера и исследуемого материала с помощью прецизионных масс-спектрометров, с термоионной ионизацией (TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry) и/или секторных (Sector Field) мультиколлекторных (Multi-Collector) с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP/MS – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Следующими технологиями U-Pb датирования циркона являются локальные “*in situ*” методы, позволяющие анализировать U-Pb изотопный состав нанограммовых объемов вещества. Инструменты, реализующие подобный подход, основаны на масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS – Secondary Ion Mass Spectrometry [Ireland, Williams, 2003] и лазерной абляции LA-ICP/MS [Kosler, Sylvester, 2003].

Доминирующим инструментом для U-Pb SIMS датирования циркона с более совершенными точностными возможностями, в сравнении с LA-ICP/MS [Ронкин и др., 2020], является SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe), представляющий собой прецизионный вторично-ионный микрозонд высокого разрешения, производства ASI, Австралия. О масштабе распространения SHRIMP может свидетельствовать тот факт, что по состоянию на 2023 г. двадцать один SHRIMP установлен по всему миру, а результаты, полученные этими приборами, опубликованы в более чем $n \cdot 10^3$ рецензируемых научных изданиях [Ireland, Williams, 2003].

Однако несмотря на мировое признание и оптимистические U-Pb результаты, полученные с помощью SHRIMP, существуют некоторые аналитические проблемы, связанные, в том числе, с U-Pb “*in situ*” анализом циркона с относительно высокими концентрациями U посредством этих приборов, что было показано в соответствующих изысканиях. К примеру, [Williams, Hergt, 2000] обнаружили, что циркон с содержаниями U более 2500 ppm имеет более древний кажущийся возраст U-Pb, в сравнении с менее обогащенными. Аналогичные проблемы наблюдались исследователями и в более поздних публикациях (например, [Butera et al., 2001; White, Ireland, 2012; Gao et al., 2014]). Систематический характер увеличения U-Pb SHRIMP возраста в виде функциональной зависимости от концентрации U, по мнению упомянутых авторов, скорее всего, обусловлен матрично-зависимыми ионизационными потенциалами и эффектами ионизации во вторично-ионном микро-

зонде. Иными словами, это явление связано как с матрицей, так и с параметрами прибора, поэтому внешняя коррекция не может быть произведена, предполагая постоянные значения поправок [White, Ireland, 2012]. Некоторые исследования показали, что матричный эффект менее очевиден при анализе циркона с помощью LA-ICP-MS U-Pb [Horn et al., 2000; Tiepolo et al., 2003]. Однако недавние работы свидетельствуют, что матричное влияние является потенциальной проблемой и при LA ICP-MS измерениях, демонстрируя максимальное удревнение 5.1% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста [Black et al., 2004; Klötzli et al., 2009; Allen, Campbell, 2012]. Очевидно, что эти проблемы требуют дальнейшего освещения, тем более за отсутствием такового в отечественной литературе, в связи с чем, в настоящем изложении представлены результаты сравнительного изучения U-Pb SHRIMP-II датирования высокоуранового циркона и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопной систематики некоторых комплексов Урала, в результате чего были получены следующие выводы:

Систематический характер увеличения U-Pb SHRIMP & LA ICP-MS возраста в виде функциональной зависимости от концентрации U, обусловлен матрично-зависимыми ионизационными потенциалами и эффектами ионизации во вторично-ионном микрозонде.

Вид функциональной зависимости увеличения U-Pb SHRIMP LA ICP-MS возраста циркона от концентраций U и Th в каждом конкретном случае, может значительно различаться, в связи с чем корректное введение соответствующих поправок не представляется возможным.

При наличии широких вариаций концентраций U и Th в исследованном цирконе, для U-Pb SHRIMP LA ICP-MS датирования следует отдавать предпочтение индивидам с более низкими значениями U и Th.

Для минимизации матричного эффекта можно рекомендовать преварительный высокотемпературный термический отжиг ($>1300^\circ\text{C}$) анализируемого циркона с гетерогенными радиационными повреждениями, на предмет регенерации кристаллического состояния.

Интерпретация U-Pb SHRIMP возраста высокоуранового циркона, в случае наличия матричного эффекта, представляется проблематичной, в связи с чем необходимо комплексное изучение объектов с помощью других методов изотопной геологии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и геохимии УрО РАН, № государственной регистрации 123011800013-6.

Литература

- Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Синдерн С. U-Pb (ID-TIMS) геохронологический метод и SIMS приемы датирования циркона "in situ": возможности и ограничения // Литосфера. 2020. Т. 20. № 3. С. 411–431.
- Allen C.M., Campbell I.H. Identification and elimination of a matrix-induced systematic error in LA-ICP-MS $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating of zircon // Chem. Geol. 2012. V. 332–333. P. 157–165.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davies D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace element related effects: SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S., Mundil R., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards // Chem. Geol. 2003. V. 200. No. 1–2. P. 171–188.
- Butera K.M., Williams I.S., Blevin P.L., Simpson C.J. Zircon U-Pb dating of early palaeozoic monzonitic intrusives from the goonumbla area, New South Wales // Aust. J. Earth Sci. 2001. V. 48. No. 3. P. 457–464.
- Gao Y.Y., Li X.H., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wang Y.F. Screening criteria for reliable U-Pb geochronology and oxygen isotope analysis in uranium-rich zircons: A case study from the Suzhou A-type granites, SE China // Lithos. 2014. V. 192–195. P. 180–191.
- Horn I., Rudnick R.L., McDonough W.F. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: Application to U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2000. V. 167. P. 405–425.
- Klötzli U., Klötzli E., Günes Z., Košťler J. () Accuracy of laser ablation U-Pb zircon dating: results from a test using five different reference zircons // Geostand. Geoanal. Res. 2009. V. 33. No. 3. P. 5–15.
- Tiepolo M., Bottazzi P., Palenzona M., Vannucci R. A laser probe coupled with ICP-double-focusing sector-field mass spectrometer for in situ analysis of geological samples and U-Pb dating of zircon // Can. Mineral. 2003. V. 41. P. 259–272.
- White L.T., Ireland T.R. High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U-Pb age determinations // Chem. Geol. 2012. V. 306–307. P. 78–91.
- Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: A cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircons // In: J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble (Eds) / Beyond 2000: New frontiers in isotope geosciences: Lorne, abstract proceedings. 2000. P. 185–188.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS И U-Pb SHRIMP-II ОГРАНИЧЕНИЯ

Ронкин Ю.Л.¹, Пучков В.Н.¹, Сергеева Г.А.²

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: ronkin@igg.uran.ru

²Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Как известно, стратотипические разрезы рифея находятся на Южном Урале в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА), крупной структурной единицы Центрально-Уральской мегазоны. В сводном разрезе рифея и венда, согласно Унифицированным стратиграфическим схемам докембрия Урала [Стратиграфические..., 1993], были выделены свиты (снизу): айская, саткинская и бакальская нижнего рифея, машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская среднего рифея, зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская, укская и криволукская верхнего рифея, бакеевская, урюкская, басинская, куккараукская и зиганская венда. По мере накопления новых знаний, полученных, в том числе и методами изотопной геологии, возникла необходимость в пересмотре консервативных взглядов на геохронологическое наполнение Уральского стратотипа и соответствующие обновления и усовершенствования Стратиграфической схемы, используемой с 1993 г.

В этом смысле весьма любопытным, является установление значительного развития палеозойских магматических (вулканических) процессов в поле развития рифейских толщ на Южном Урале. Об этом свидетельствует появление большого количества соответствующих U-Pb SHRIMP-II датировок по циркону из магматических пород, считавшихся ранее докембрийскими [Пучков и др., 2011].

Было установлено [Пучков и др., 2011; Краснобаев и др., 2019, 2020], что вулканы навьюшского комплекса, объединяющие нижнерифейские (1750 млн лет) и палеозойские (в основном около 450 млн лет) образования, различаются и по минералогическим, и по геохимическим (U, Th, P3Э) свойствам, подтверждая полихронную систему комплекса и гетерогенность первичных источников. Та же ситуация отмечена для машакского (средний рифей) и игонинского (завершающий рифей) вулканогенных комплексов. Неоднократное проявление во временном интервале от 1752 до 450 млн лет магматизма (вулканизма) в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале, согласно представлениям [Пучков и др., 2011], могло быть обусловлено повторяющимися плюмовыми процессами, которые вызывали повторное плавление магматических очагов.

В настоящей работе, представлены результаты Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопно-геохронологического сравнительного изучения двенадцати образцов вулканических пород Башкирского мегантиклинория, для которых параллельно по циркону, выделенным из этих образцов, было осуществлено U-Pb SHRIMP-II датирование, выявившее доминирование палеозойских возрастов среди трех событийно-стратиграфических уровней в рифее Южного Урала.

Вулканы, для которых были получены по циркону U-Pb SHRIMP-II методом датировки, в том числе, палеозойские, расположены в поле развития рифейских толщ Башкирского мегантиклинория в пределах Тараташского и Ямантауского антиклинориев и Тирлянкой синклинали.

В Тараташском антиклинории в области развития отложений айской свиты нижнего рифея вулканы представлены пироксен-плагиоклазовыми метатрахибазальтами и плагиоклазовыми метатрахидолерито-базальтами с миндалекаменной и флюидальной текстурами соответственно. Основными минералами являются: плагиоклаз (от 50–55% до 58%) с ортоклазовой составляющей, альбитизированным и неравномерно калишпатизированным; клинопироксеном (от 15–18% до 25%), неравномерно замещенным хлоритом и реже эпидотом; основная ткань (12–15%), хлоритизированная с неравномерно замутненным лейкоксенизированным титанистым (микровключения сфена и ильменита) минералом (10–12%) и карбонатом. В породе присутствуют оливин (3–5%), замещенный хлоритом и магнетитом; кремнистый материал и мелкозернистый кварц, выполняющий тонкие (около 0.05 мм) извилистые прожилки.

В Ямантауском антиклинории на западном склоне хр. Большой Шатак в урочище Матвеев Завалок metabазальты, сопряженные с вулканитами машакского магматического комплекса среднего рифея, в значительной степени хлоритизированы, эпидотизированы и амфиболитизированы.

В Тирлянской синклинали по р. Аша в районе горы Игонин Камень и по руч. Половинный в районе горы Крутой в полосе распространения игонинских metabазальтов терминального рифея присутствуют палеозойские metabазальты, с ориентированной или миндалекаменной и флюидальной текстурами. Преобладающие минералы, альбитизированный плагиоклаз (48–50%) и основная ткань (50–52%), хлоритизированы, серицитизированы, иногда ожелезнены. Основная масса metabазальтов сложена микрочастицами альбита, эпидота, кварца, хлорита и серицита. В вулканитах присутствует лавобрекчия с литокластической и агломератовой структурой. Лавобрекчия состоит из оплавленных обломков лавы базальтового состава, которые цементируются также лавой, состоящей из хлоритизированной основной массы с микровключениями лейкосенизированного сфена и пластинчатого ильменита.

U-Pb SHRIMP-II данные по циркону, выделенному из вулканитов, характеризуются тем, что в некоторых образцах получен только палеозойский возраст (от 295 млн лет до вендской границы, с доминированием ордовикских цифр), тогда как в части проб наряду с этими датировками присутствуют и более древние (до 2.8 млрд лет). Существуют особенности и в характере распространения базальтоидов с “палеозойскими” U-Pb SHRIMP-II возрастaми: в Тараташском антиклинории по р. Ушат эти metabазальты находятся в полосе распространения осадочных (песчаники и конгломераты) отложений нижней (навышской) подсвиты айской свиты нижнего рифея, а в районах гор Большой и Малый Миасс – среди вулканогенных пород навышской подсвиты. В Ямантауском антиклинории “палеозойские” metabазальты расположены в поле развития вулканитов машакской свиты среднего рифея, а в Тирлянской синклинали – среди игонинских вулканитов завершающего рифея. Непосредственного контакта “палеозойских” вулканогенных образований с вмещающими породами в перечисленных обнажениях не наблюдалось.

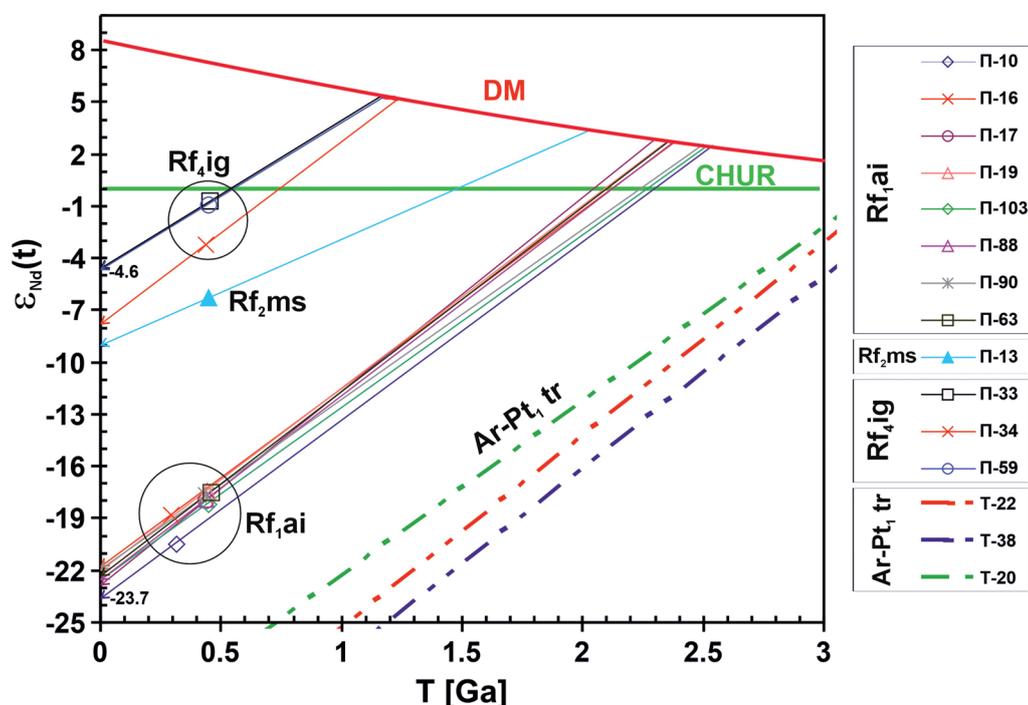


Рис. 1. Эволюционная диаграмма в координатах $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. T [млрд лет] для вулканитов Башкирского мегантиклинории (Южный Урал).

Параметры линий эволюции изотопного состава Nd рассчитаны по [DePaolo, 1988]. Стратиграфические индексы: RF – рифей (RF₁ – нижний (бурзяний), RF₂ – средний (юрматиний), RF₄ – терминальный (аршиний)). Свиты: ai – айская, ms – машакская, ig – игонинская. Ar-Pt, tr – архейско-протерозойский Тараташский комплекс [Ronkin et al., 2007; Ронкин и др., 2012]

Полученные Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопные данные для базальтов, развитых среди вулканогенных образований навышского, машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней рифея Башкирского мегантиклинория, показали, что формирование вулканитов, вероятно, происходило в результате взаимодействия мантийных магматических расплавов с коровым веществом.

В Тараташском антиклинории для вулканитов, выделенных среди пород навышского событийно-стратиграфического уровня, возрастной диапазон которого 1750–1770 млн лет, Nd модельные возрасты (T_{DM}) определены во временном интервале 2302–2540 млн лет (рис. 1) и расцениваются как возрасты протолита metabазальтов, а величина $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (от –17.4 до –20.5) свидетельствует о значительной роли вещества коры. Учитывая Nd модельный возраст вулканитов, протолитом для них могли быть архей-нижнепротерозойские образования Тараташского комплекса.

В Ямантауском антиклинории для вулканитов, сопряженных с породами машакского событийно-стратиграфического уровня, стратиграфические возрастные границы которого 1380–1385 млн лет, значение T_{DM} составило 2033 млн лет, что свидетельствует о вовлечении в исходный магматический очаг сравнительно более молодого (палеопротерозойского) субстрата.

Минимальные Nd модельные возрасты ($T_{\text{DM}} = 1160$ – 1233 млн лет) определены для вулканитов, развитых среди metabазальтов игонинского магматического события (707–732 млн лет) в Тирлянской синклинали.

Для вулканитов, пространственно сближенных с базальтами машакского и игонинского событийно-стратиграфических уровней среднего и терминального рифея, доля коровой составляющей последовательно уменьшается ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)_{\text{ms}} -6.3$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)_{\text{ig}} -3.2, -0.9, -0.7$). Редукция корового компонента по отношению к объему мантийного вещества в изученных вулканических комплексах, возможно, связано с плюмовой активностью [Puchkov et al., 2021], возрастающей в регионе в юго-восточном направлении.

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800013-6) и ИГ УФИЦ РАН (тема FMRS-2022-0013).

Литература

- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 101–112.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Природа цирконовой кластики в песчаниках рифея и венда Южного Урала // Георесурсы / Georesources. 2019. Т. 21. № 1. С. 15–25.
- Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический вестник № 9 (Юбил. вып.) / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 36–43.
- Ронкин Ю.Л., Синдери С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 151 схема, 1993. 152 с.
- DePaolo D.J. Neodymium Isotope Geochemistry // An Introduction / Minerals and Rocks Series. 1988. No. 20 xi + 187 p.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precamb. Res. 2021. V. 361. P. 106–186.
- Ronkin Yu.L., Sindern S., Maslov A.V., Matukov D.I., Kramm U., Lepikhina O.P. Oldest (3.5 Ga) zircons of the Urals: U-Pb (SHRIMP-II) and T_{DM} constraints // Dokl. Earth Sci. 2007. V. 415. No. 6. P. 860–865.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕПОНИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕЛИТЕБНОЙ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА

Селезнев А.А., Ярмошенко И.В., Малиновский Г.П.

*Институт промышленной экологии УрО РАН, г. Екатеринбург,
e-mail: sandrian@rambler.ru*

Охарактеризован гранулометрический и минеральный состав в современных поверхностных депонированных отложениях на селитебных территориях городов, расположенных в разных природных географических зонах, территориях с разным климатом, экономической специализацией, геологическим строением. Осадки отбирались на внутридворовой территории в жилых кварталах с многоквартирными домами. Программа отбора проб была реализована в период 2018–2022 гг. и включала города: Екатеринбург, Тюмень, Челябинск, Нижний Новгород, Ростов-на-Дону, Мурманск, Новосибирск и Владивосток.

Во всех городах 15–38% массы осадков составляет гранулометрическая фракция <100 мкм (пылевые частицы). Гранулометрический состав осадка в российских городах схож с данными по дорожным отложениям в разных регионах мира. В соответствии с общей классификацией дисперсности грунтов осадок на городских территориях представлен в основном иловатыми и глинистыми песками, а также песчаным суглинком. Осадочный материал образуется в виде крупных частиц >250 мкм. Выветрелый материал и продукты эрозии в городской среде многократно переоткладываются. Крупные частицы разрушаются до более мелких, которые в свою очередь также разрушаются с образованием частиц минимального размера, соответствующего пыли.

Минеральный состав в наносах на 80–90% массы формируется кварцем, шпатами (плагиоклаз, калиевый полевой шпат), слюдами, слюдоподобными минералами и гидрослюдами. В отдельных городах могут встречаться минералы, характерные для региональных геологических зон, например, каолин во Владивостоке и Челябинске, серпентин в Тюмени, серпентин и амфибол в Екатеринбурге. Минеральный состав осадков различается в городах с “горным” ландшафтом (Владивосток, Мурманск, Екатеринбург, Челябинск) и городах в долинах крупных рек (Тюмень, Новосибирск, Нижний Новгород, Ростов-на-Дону). Минеральный состав поверхностных осадков обусловлен составом литогенной основы, на которой располагается город. Устойчивость минералов в современных наносах зависит от климатических, природных, геологических и других условий городов. Количество пыли в городской среде связано с содержанием неустойчивых минералов в современных наносах.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда,
грант № 24-17-20036.*

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Азовская О.Б.	80	Майдль Т.В.	62
Антонова С.И.	176	Максе Л.П.	213
Антошкина А.И.	5, 77	Максимов П.Н.	94
Аржиловская Н.Н.	219	Малиновский Г.П.	251
Артошкина Е.В.	194, 196	Мальцев А.Е.	97
Аухатов Я.Г.	8, 11	Маринов В.А.	164
Бадида Л.В.	14	Мартынюк Е.В.	20, 101, 139
Бибикова Е.В.	17	Маслов А.В.	106
Бояршинова М.Г.	20, 101, 139	Матвеев В.А.	115
Быкова О.А.	194, 196	Матвеева Н.А.	117
Вакуленко Л.Г.	24	Магуль А.Г.	87
Валидов М.Ф.	53	Мельников А.В.	210
Вараксина И.В.	30	Меренкова С.И.	121
Водовозов В.Ю.	121	Мизенс Г.А.	124
Габдуллин Р.Р.	121	Мирнов Р.В.	127
Глазырин Е.А.	27	Мирошниченко Л.В.	97
Глазырина Н.В.	27	Митин А.А.	127
Горайнов Д.С.	30	Михайлова Е.Д.	191
Гусев Е.А.	69, 243	Михневский А.М.	129
Дементьева И.Е.	152	Морозов В.П.	53, 59, 132
Добрецова И.Г.	80	Морозова Е.В.	132
Дуб С.А.	33, 124	Муллагаев А.И.	134
Дубкова К.А.	234	Муравьев Ф.А.	137
Дякина А.В.	194, 196	Мусин Р.А.	219
Ершова В.Б.	37	Муфтахов В.А.	161
Ескин А.А.	59, 132	Неделько О.В.	20, 101, 139
Заика В.А.	180	Нечаев М.С.	62
Закирьянов И.Г.	30	Никитенко Б.Л.	158
Замирайлова А.Г.	237	Николенко О.Д.	24
Зверев К.В.	210	Никулин И.И.	144
Зинчук М.Н.	44	Новикова Н.В.	194, 196
Зинчук Н.Н.	40, 44	Новичкова Е.А.	87
Зыков Е.А.	69, 243	Нургалиева Н.Г.	147, 207
Иванова Р.М.	117	Петров Г.А.	246
Инкина Н.С.	48	Пономаренко Е.С.	149
Калина Р.И.	20, 101, 139	Попков В.И.	152
Карпова Е.В.	121	Попков И.В.	155
Колесников А.В.	51	Попов А.Ю.	158
Кольчугин А.Н.	53, 59, 132	Пустыльников В.В.	161
Коробов А.Д.	56	[Пучков В.Н.]	248
Коробова Л.А.	56	Пушкарев Е.В.	231
Королев Э.А.	53, 59, 132	Рогов М.А.	164
Косолапова О.В.	194, 196	Розбаева Г.Л.	164
Котик И.С.	62	Ронкин Ю.Л.	246, 248
Котик О.С.	62	Руденко М.Н.	176
Крайнов А.В.	216	Рудмин М.А.	94
Кривоногов С.К.	97	Русинович А.В.	176
Кропотова Т.В.	137	Савичев К.С.	219
Крупенин М.Т.	65	Салдин В.А.	48
Крылов А.А.	69, 243	Сандула А.Н.	168, 226
Кузьмина Т.Г.	121	Сахарова В.Р.	194, 196
Левин А.В.	194	Седаева К.М.	171, 174
Леонов М.Г.	72	Селезнев А.А.	251
Леонова Л.В.	5, 77, 80	Семенов П.Б.	69, 243
Лихоман О.А.	83	Сергеева Г.А.	248
Логвина Е.А.	69, 243	Симакова Ю.С.	5, 77
Лозинская Л.А.	87	Симанкова А.О.	231
Лопатина Е.С.	90	Скивинская И.Р.	176
Лютоев В.П.	5	Скоморохова А.Д.	237

Смирнов Ю.В.	180	Цельмович В.А.	213
Смирнова Ю.Н.	180	Цесарж И.Л.	194, 196
Смоленцева Е.Н.	97	Чайковский И.И.	200
Соломон М.В.	183	Чанышева Л.Н.	127
Сорока Е.И.	80	Чеботарева В.А.	234
Сотникова В.Ф.	187	Червяковский В.С.	231
Стукалова И.Е.	189	Черешинский А.В.	216
Сунгатуллин Р.Х.	134, 187	Чертина К.Н.	219
Тажиев С.Р.	94	Чучалина К.Ю.	223
Тарасенко А.Б.	191	Шадрин А.Н.	226
Травина Ю.А.	196	Шалдыбин М.В.	229
Трофимова Е.Н.	194, 196	Шардакова Г.Ю.	231
Ульянова А.В.	219	Шельмин В.Г.	213
Урванцев Д.М.	69, 243	Шибина Т.Д.	176
Уткина Т.А.	200	Шишлов С.Б.	234
Фазлиахметов А.М.	204	Эдер В.Г.	237
Фахрутдинов Э.И.	207	Юдович Я.Э.	240
Хаюзкин А.С.	53, 59, 132	Якимова К.С.	87
Хисматуллин Р.М.	90	Ян П.А.	24
Храмцова А.В.	164, 210	Яржембовский Я.Д.	69, 243
Хубанов В.Б.	180	Ярмошенко И.В.	251

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Антошкина А.И., Леонова Л.В., Лютоев В.П., Симакова Ю.С. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕ-МЭОТИЧЕСКИХ ООИДНЫХ КАРБОНАТОВ (МЫС КАЗАНТИП, КЕРЧЕНСКИЙ П-ОВ, КРЫМ).....	5
Аухатов Я.Г. ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАНСКОГО ЯРУСА БУГУРУСЛАНСКОЙ ОБЛАСТИ ОПУСКАНИЯ НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА	8
Аухатов Я.Г. НАДВИГИ, ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ	11
Бадида Л.В. О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ, КАК ИНДИКАТОРАХ СТЕПЕНИ ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ.....	14
Бибикова Е.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЖСОЛЕВОГО ДЕВОНСКОГО КОМПЛЕКСА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА	17
Бояршинова М.Г., Мартынюк Е.В., Неделько О.В., Калина Р.И. ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НЕПСКИЙ СВОД, НЕПСКО-БОТУОБИНСКАЯ АНТЕКЛИЗА)	20
Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Ян П.А. ОСОБЕННОСТИ СИДЕРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ГЛИНИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	24
Глазырин Е.А., Глазырина Н.В. ПРОЯВЛЕНИЕ ГАЗО-ФЛЮИДНОЙ РАЗГРУЗКИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АЗОВСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ.....	27
Горайнов Д.С., Вараксина И.В., Закирьянов И.Г. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ НЕОДНОРОДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПАРФЕНОВСКОГО ГАЗОНОСНОГО ГОРИЗОНТА ВЕНДА АНГАРО-ЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ).....	30
Дуб С.А. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ В РАЗРЕЗЕ “МЕДВЕДЬ” (ЮЖНЫЙ УРАЛ, р. ЮРЮЗАНЬ).....	33
Ершова В.Б. ПРИМЕНЕНИЕ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И РУТИЛОВ, КОМБИНИРОВАННОГО U/Pb И (U-Th)/He ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СКВАЖИНЫ СВЕРДРУП (КАРСКОЕ МОРЕ)	37
Зинчук Н.Н. ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ ОСАДОЧНЫХ АЛМАЗОСОДЕРЖАЩИХ ТОЛЩ	40
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О ГИПЕРГЕННОМ ИЗМЕНЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В АЛМАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ	44
Инкина Н.С., Салдин В.А. НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕРМИНОЛОГИИ И ПОДХОДЫ К КЛАССИФИКАЦИИ “ТОНКОЗЕРНИСТЫХ” ПОРОД СМЕШАННОГО СОСТАВА.....	48
Колесников А.В. РАЗРЕЗ НОХТУЙСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ – УНИКАЛЬНЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ	51
Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А., Хаюзкин А.С., Валидов М.Ф. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПУСТОТНО-ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА ЮГО-ВОСТОКА ТАТАРСТАНА	53
Коробов А.Д., Коробова Л.А. ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНОГО ЭПИГЕНЕЗА КВАРЦ-АДУЛЯРОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЧУЛЬМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ УГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН)	56
Королев Э.А., Морозов В.П., Ескин А.А., Кольчугин А.Н., Хаюзкин А.С. ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НЕФТЕМАТЕРИНСКОЙ ТОЛЩИ САРАЙЛИНСКОГО ПРОГИБА	59
Котик И.С., Майдль Т.В., Нечаев М.С., Котик О.С. СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И УГЛЕВОДОРОДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ	62
Крупенин М.Т. О ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	65

Крылов А.А., Логвина Е.А., Гусев Е.А., Зыков Е.А., Семенов П.Б., Урванцев Д.М., Яржембовский Я.Д. КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ИКАИТОВ В СУБАКВАЛЬНЫХ ОБСТАНОВКАХ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ.....	69
Леонов М.Г. НЕТИПИЧНЫЕ ФЛИШЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И КАРПАТ: ФАКТ СУЩЕСТВОВАНИЯ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	72
Леонова Л.В., Антошкина А.И., Симакова Ю.С. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА МЫСА КАЗАНТИП (КРЫМ).....	77
Леонова Л.В., Азовскова О.Б., Сорока Е.И., Добрецова И.Г. ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА НЕКОТОРЫХ ФРАМБОИДАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ	80
Лихоман О.А. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ РТУТОНОСНОСТИ ЮЖНОГО УРАЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ.....	83
Лозинская Л.А., Матуль А.Г., Новичкова Е.А., Якимова К.С. РЕКОНСТРУКЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОБСТАНОВОК В ЛОФОТЕНСКОЙ КОТЛОВИНЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДОВ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР С ДАННЫМИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ	87
Лопатина Е.С., Хисматуллин Р.М. СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ АНИЗОТРОПНОСТИ ДЛЯ ОПТИМИЗАЦИИ РАЗРАБОТКИ РЕЗЕРВУАРА	90
Максимов П.Н., Рудмин М.А., Тажиев С.Р. ООИДОВЫЕ ФОРМЫ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ МОРСКИХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ АЯТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО БАССЕЙНА	94
Мальцев А.Е., Кривоногов С.К., Мирошниченко Л.В., Смоленцева Е.Н. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ОЗ. САРГУЛЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ ГОЛОЦЕНА ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	97
Мартынюк Е.В., Бояршинова М.Г., Неделько О.В., Калина Р.И. ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ).....	101
Маслов А.В. СОВРЕМЕННЫЕ КРУПНЫЕ РЕКИ (НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЗЭ-СИСТЕМАТИКИ ПЕЛИТОВОГО КОМПОНЕНТА ОСАДКОВ И ВЗВЕСИ)	106
Матвеев В.А. БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ СТРОМАТОЛИТАХ НА ПОДНЯТИИ ЧЕРНЫШЕВА	115
Матвеева Н.А., Иванова Р.М. НИЖНЕПЕРМСКАЯ АЛЬГОФЛОРА В СКЕЛЕТНЫХ ХОЛМАХ РАЗРЕЗА “ПИСАНЫЙ КАМЕНЬ” (р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)	117
Меренкова С.И., Кузьмина Т.Г., Карпова Е.В., Габдуллин Р.Р., Водовозов В.Ю. ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕ-КАЛАРСКОЙ ВПАДИНЫ: МИНЕРАЛОГИЯ, ТРЕНДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ, МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ	121
Мизенс Г.А., Дуб С.А. КАРБОН ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА: ХАРАКТЕР ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В РИФТОГЕННЫХ БАССЕЙНАХ	124
Мирнов Р.В., Митин А.А., Чанышева Л.Н. ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ И КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ: ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ.....	127
Михневский А.М. ТИПЫ ЦЕМЕНТОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ФИЛЬТРАЦИОННО-ЕМКОСТНЫЕ СВОЙСТВА ПЕСЧАНИКОВ ЯРАКТИНСКОГО ПРОДУКТИВНОГО ГОРИЗОНТА НЕПСКОЙ СВИТЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ НЕПСКО-БОТУОБИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.....	129
Морозов В.П., Хаюзкин А.С., Морозова Е.В., Королев Э.А., Кольчугин А.Н., Ескин А.А. ОТЛОЖЕНИЯ ДОМАНИКОВОГО ТИПА: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И ФАКТОРЫ ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ	132
Муллагаев А.И., Сунгатуллин Р.Х. ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОДОЛИНЫ р. ШЕШМА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИРОДНЫХ БИТУМОВ В РЕСПУБЛИКЕ ТАТАРСТАН.....	134
Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В. ПЕРМСКИЕ ПАЛЕОПОЧВЫ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ НА ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ОСАДКАХ И ИХ ОСОБЕННОСТИ.....	137
Неделько О.В., Калина Р.И., Бояршинова М.Г., Мартынюк Е.В. СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ НЕПСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	139
Никулин И.И. КАОЛИНИТИЗАЦИЯ, КАНДИТЫ И КАОЛИНЫ – ОТ ПРОЦЕССОВ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ ДО МЕСТОРОЖДЕНИЙ	144

Нургалиева Н.Г. К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ДОМАНИКОВЫХ ТОЛЩ	147
Пономаренко Е.С. ХОЛОДНОВОДНЫЕ(?) КАРБОНАТЫ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА БАССЕЙНА р. ИЛЫЧ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).....	149
Попков В.И., Дементьева И.Е. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТРИАСОВЫХ АРКОЗОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СКИФСКО-ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ	152
Попков И.В. КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ.....	155
Попов А.Ю., Никитенко Б.Л. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ, СТРОЕНИИ И УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ТОЛЩИ НИЗОВЬЕВ р. ЛЕНЫ.....	158
Пустыльникова В.В., Муфтахов В.А. НАЛОЖЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, КАК ФАКТОР РАЗВИТИЯ ГЕТЕРОГЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ	161
Розбаева Г.Л., Храмцова А.В., Маринов В.А., Рогов М.А. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЯЗАНСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	164
Сандула А.Н. ТЕКТОНИКА И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ОГРАНИЧЕНИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПАЛЕОЗОЕ	168
Седаева К.М. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МАРСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	171
Седаева К.М. ГЕОХИМИЯ ГЕЛИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ЛОКАЛИЗАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ	174
Скивинская И.Р., Шибина Т.Д., Русинович А.В., Руденко М.Н., Антонова С.И. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД И ОТРАЖЕНИЕ ЕГО В РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕООБСТАНОВОК ТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРСМАНОВСКОЙ, ЛЕДОВОЙ И КРЕСТОВОЙ СТРУКТУРЫ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА	176
Смирнова Ю.Н., Смирнов Ю.В., Заика В.А., Хубанов В.Б. ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКОЙ (?) АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВОЙ ТОЛЩИ НОРАСУХОТИНСКОГО ТЕРРЕЙНА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКО-ХИНГАНСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb (LA–ICP–MS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА.....	180
Соломон М.В. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В НИЖНЕПЕРМСКИХ КАЛИЕНОСНЫХ ПОРОДАХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ.....	183
Сотникова В.Ф., Сунгатуллин Р.Х. РОССЫПНОЙ НЕФРИТ р. ЦИПА, ВИТИМСКОЕ НАГОРЬЕ.....	187
Стукалова И.Е. ВЛИЯНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА УГЛЕЙ НА СОДЕРЖАНИЕ В НИХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ.....	189
Тарасенко А.Б., Михайлова Е.Д. РИФОГЕННЫЕ МИКРОФАЦИИ МАДМОНСКОЙ И ХОДЖАКУРГАНСКОЙ СВИТ (ПРАЖСКИЙ И ЭМСКИЙ ЯРУСЫ) В РАЗРЕЗЕ ЗИНЗИЛЬБАН В КИТАБСКОМ ГЕОПАРКЕ (УЗБЕКИСТАН).....	191
Трофимова Е.Н., Артюшкина Е.В., Быкова О.А., Дякина А.В., Левин А.В., Косолапова О.В., Новикова Н.В., Сахарова В.Р., Цесарж И.Л. АПОГРАНИТОВЫЕ ТЕКТОНИТЫ. ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА ПАО “СУРГУТНЕФТЕГАЗ”).....	194
Трофимова Е.Н., Артюшкина Е.В., Быкова О.А., Дякина А.В., Косолапова О.В., Новикова Н.В., Сахарова В.Р., Травина Ю.А., Цесарж И.Л. ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНА ПАО “СУРГУТНЕФТЕГАЗ”).....	196
Уткина Т.А., Чайковский И.И. ЛИТОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЦИКЛИЧНОСТИ НИЖНЕСОЛИКАМСКОЙ СВИТЫ В ПРЕДЕЛАХ РОМАНОВСКОГО УЧАСТКА ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ.....	200
Фазлиахметов А.М. ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ДИАГРАММ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД И ОСАДКОВ.....	204
Фахрутдинов Э.И., Нургалиева Н.Г. ЛИТОФАЦИИ УФИМСКО-КАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ	207
Храмцова А.В., Зверев К.В., Мельников А.В. ТИПИЗАЦИЯ ТУРБИДИТОВЫХ КАНАЛОВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	210
Цельмович В.А., Шельмин В.Г., Максе Л.П. СЛЕДЫ ЧУЛЫМСКОГО БОЛИДА, ЗАПИСАННЫЕ В МИКРОСТРУКТУРЕ МАГНИТНЫХ ЧАСТИЦ (ПАДЕНИЕ 1984 ГОДА, ТОЧКА 2, МИНАЕВКА)	213

Черешинский А.В., Крайнов А.В. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ.....	216
Чертина К.Н., Ульянова А.В., Аржиловская Н.Н., Мусин Р.А., Савичев К.С. ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ДОЛОМИТИЗАЦИИ ПЛАСТА Б1 (КЕМБРИЙ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) И СВЯЗЬ С ЕМКОСТНЫМИ СВОЙСТВАМИ ПОРОД	219
Чучалина К.Ю. ИХНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫШЕВСКОЙ СВИТЫ (ГРУППА ПЛАСТОВ Ю _{2,4}) ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ФАЦИАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ.....	223
Шадрин А.Н., Сандула А.Н. СОСТАВ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ИЗВЕСТНЯКОВ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ БОЛЬШОГО ПЕЩЕРНОГО ОСТРОВА (р. УНЬЯ, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).....	226
Шалдыбин М.В. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ).....	229
Шардакова Г.Ю., Пушкарев Е.В., Симанкова А.О., Червяковский В.С. ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ).....	231
Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Чеботарева В.А. ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЕНОМАНА – ТУРОНА ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА.....	234
Эдер В.Г., Скоморохова А.Д., Замирайлова А.Г. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АУТИГЕННОГО КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО КАОЛИНИТА В БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	237
Юдович Я.Э. ПРОБЛЕМА ДИАГНОСТИКИ ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ.....	240
Логвина Е.А., Крылов А.А., Гусев Е.А., Зыков Е.А., Семенов П.Б., Урванцев Д.М., Яржембовский Я.Д. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИКАИТА В КАРСКОМ МОРЕ	243
Ронкин Ю.Л., Петров Г.А. АРТЕФАКТЫ ПРИ U-Pb SIMS И LA-ICP-MS ДАТИРОВАНИИ ВЫСОКОУРАНОВОГО ЦИРКОНА	246
Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Сергеева Г.А. ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ РИФЕЙСКИХ ТОЛЩ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): Rb-Sr, ¹⁴⁷ Sm- ¹⁴³ Nd ID-TIMS И U-Pb SHRIMP-II ОГРАНИЧЕНИЯ	248
Селезнев А.А., Ярмошенко И.В., Малиновский Г.П. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДЕПОНИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕЛИТЕБНОЙ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА.....	251
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	252

Научное издание

Гетерогенность в осадочных системах

Сборник научных материалов
14 Уральского литологического совещания
(научной конференции)

Рекомендовано к изданию решением Объединенного
ученого совета УрО РАН по наукам о Земле,
Уральским отделением РАН
и ученым советом Института геологии и геохимии УрО РАН

Компьютерная верстка *Н.С. Глушковой*
Макет обложки *Н.С. Глушковой*

ISBN 978-5-9078872-2-0



Подписано в печать 10.09.24. Формат 60×84 1/8. Печать офсетная
Усл. печ. л. 30,0. Уч.-изд. л. 32,25. Заказ № 19052

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, д. 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”

Адрес типографии:

620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж

Тел.: 8 (800) 300-16-00

www.alfaprint24.ru

